



Reconstitution des fluctuations glaciaires holocènes dans les Alpes occidentales : apports de la dendrochronologie et de la datation par isotopes cosmogéniques produits in situ

Melaine Le Roy Le Roy

► To cite this version:

Melaine Le Roy Le Roy. Reconstitution des fluctuations glaciaires holocènes dans les Alpes occidentales : apports de la dendrochronologie et de la datation par isotopes cosmogéniques produits in situ. Sciences de la Terre. Université de Grenoble, 2012. Français. NNT : 2012GRENA009 . tel-00757164

HAL Id: tel-00757164

<https://theses.hal.science/tel-00757164>

Submitted on 26 Nov 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Géographie**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Melaine LE ROY

Thèse dirigée par **Alain MARNEZY**

Laurent ASTRADE

Philip DELINE

préparée au sein du **Laboratoire EDYTEM**

dans l'**École Doctorale SISEO**

Reconstitution des fluctuations glaciaires holocènes dans les Alpes occidentales – Apports de la dendrochronologie et des datations par isotopes cosmogéniques produits *in situ*

Thèse soutenue publiquement le **2 Mai 2012**
devant le jury composé de :

Vincent JOMELLI

DR CNRS, Université Paris 1 (Rapporteur)

Michel MAGNY

DR CNRS, Université de Franche Comté (Rapporteur)

Jean-Louis EDOUARD

CR CNRS, Université Aix-Marseille (Examineur)

Christian SCHLÜCHTER

Professeur, Université de Bern (Examineur)

Alain MARNEZY

Professeur émérite, Université de Savoie (Directeur)

Laurent ASTRADE

Maitre de Conférences, Université de Savoie (Co-directeur)

Philip DELINE

Maitre de Conférences, Université de Savoie (Co-directeur)



Reconstitution des fluctuations glaciaires holocènes dans les Alpes occidentales

**Apports de la dendrochronologie et des datations
par isotopes cosmogéniques
produits *in situ***

Résumé

Les glaciers de montagne sont l'un des meilleurs indicateurs des changements climatiques du fait de leur réponse rapide à de faibles variations des paramètres de forçage et de leur large distribution sur la planète. Les chronologies glaciaires représentent de ce fait des enregistrements de référence parmi les reconstitutions paléo-environnementales.

Dans le contexte actuel de réchauffement et de retrait glaciaire accéléré, le développement de telles chronologies est nécessaire afin de mettre en perspective ces changements rapides et de grande ampleur avec ceux du Quaternaire récent.

Si les fluctuations glaciaires holocènes sont relativement bien contraintes dans les Alpes centrales et orientales, les données sont en revanche extrêmement fragmentaires dans les Alpes occidentales avant la seconde moitié du Petit Age Glaciaire *ss* (1570-1850 AD).

Pour pallier ce manque, nous avons conduit une étude sur plusieurs sites répartis dans trois massifs des Alpes françaises (Mont Blanc, Belledonne, Ecrins), en mettant en œuvre une approche *multi-proxies* basée sur plusieurs méthodes de datation (dendrochronologie, datation cosmogéniques ^{10}Be , lichénométrie, datations radiocarbone) – dont certaines utilisées pour la première fois à cette échelle spatiale et temporelle. Tandis que les potentialités de chacune de ces méthodes sont discutées, notre étude a permis de proposer une chronologie des variations glaciaires couvrant la période holocène, dont les résultats sont comparés à d'autres enregistrements paléoclimatiques régionaux à haute résolution.

Les résultats révèlent un schéma des fluctuations glaciaires holocènes comparable à celui généralement admis dans le reste des Alpes, avec la mise en évidence de récurrences glaciaires importantes au début de l'Holocène, antérieures à 9.3 ka, et la datation du début de la période du Néoglaciale dès 4.2 ka.

Une contrainte précise des différents stades de la seconde moitié de l'Holocène a pu être obtenue sur le site de la Mer de Glace grâce à l'approche dendroglaciologique sur bois subfossiles (*Pinus cembra*). Ce site apparaît d'ores et déjà comme l'un des plus importants pour l'étude de cette période puisque la chronologie établie couvre les 4000 dernières années et représente le quatrième enregistrement de cette précision à être développé dans les Alpes.

Les datations obtenues indiquent en outre un synchronisme marqué des maxima glaciaires à l'échelle régionale, ce qui suggère une similarité des forçages sur la frange occidentale des Alpes. Les différences observées avec les chronologies du reste de la chaîne s'expliqueraient principalement par les caractéristiques des glaciers étudiés, en particulier leur temps de réponse différent.

Mots clés : Glacier, Holocène, dendrochronologie, *Pinus cembra*, datations cosmogéniques, ^{10}Be , lichénométrie, Alpes occidentales, massif du Mont Blanc, massif de Belledonne, massif des Ecrins

Abstract

Mountain glaciers are one of the most reliable climatic proxy on Earth through their rapid response to slight changes in forcing and their wide distribution. For these reasons, glacial chronologies represent reference series against which other paleoenvironmental reconstructions are evaluated.

In the current context of global warming and glacier withdrawal worldwide, the building of such records is increasingly needed to assess these rapid and dramatic changes on the longer Late Quaternary timescale.

Holocene glacier fluctuations are now fairly well known in the Central and Eastern Alps, but datas from the Western Alps are extremely sparse, and the chronology of glacier fluctuations before the second half of the Little Ice Age (LIA) ss (1570-1850 AD) is therefore poorly constrained.

To fill this gap, we carried out a study on several sites distributed in three glaciated range of the French Alps (Mont Blanc, Belledonne, Ecrins). We choose a multi-proxies approach based on the implementation of several dating methods (dendrochronology, Cosmic Ray Exposure dating with ^{10}Be , lichenometry, radiocarbon) – some of which were used for the first time on these spatial- and time-scales. This approach allowed us to propose a glacial chronology spanning the Holocene. Moreover, strength and weakness of the different methods used are discussed, and the results are compared to other high resolution proxies from the Great Alpine Region.

Our results show a picture broadly similar to the Holocene glacier variations model currently accepted in the European Alps: we show evidence for large Early-Holocene advances prior to 9.3 ka and for the beginning of the Neoglacial period from 4.2 ka onwards.

An accurate dating of the Neoglacial stadials was possible at Mer de Glace through the use of a dendroglaciological approach on subfossil woods (*Pinus cembra*). This site already appears as one of the most interesting in the whole Alps to study the Neoglacial period, as the chronology established there spans the last 4 ka and is the 4th record of this kind built in the Alps.

The datings presented here reveal a marked synchronicity for Neoglacial maxima at the Alpine scale, which could indicate similar forcing on glaciers from the Western fringe. Main discrepancies between the records could be explained by topographic and size characteristics of the studied glaciers, as expressed by their response time.

Keywords: Glacier, Holocene, dendrochronology, *Pinus cembra*, Cosmic Ray Exposure dating, ^{10}Be , lichenometry, Western Alps, Mont Blanc massif, Belledonne massif, Ecrins massif.

Remerciements

Mes premiers remerciements à Philip qui est une source intarissable de motivation, un exemple de rigueur et de disponibilité, et qui à défaut de déplacer des montagnes fait presque bouger les moraines ! celles des Bossons en frémissent encore... la pelleteuse ça viendra...;-)

Merci de m'avoir fait confiance depuis le master et de m'avoir dit que la thèse ça pouvait le faire... Merci pour ton énergie et pour les possibles entrouverts...

Merci à Laurent de tempérer la fougue du sieur Deline par un flegme très à propos, et puis quand il faut sortir la tarière ou la tronçonneuse on se comprend !!

Un grand merci aux membres du jury Jean-Louis Edouard, Vincent Jomelli, Michel Magny et Christian Schlüchter pour leur patience, et pour avoir pris le temps de lire ce manuscrit.

Merci à Jean-Jacques Delannoy, directeur du laboratoire EDYTEM, pour l'accueil dans cette structure où il fait bon (vivre et) travailler !

Un énorme merci à Kurt Nicolussi sans qui cette thèse, forcément, n'aurait pas été ce qu'elle est !!! Merci pour ton implication et ton intérêt pour le projet. *Yes, I've been very successful in sampling glacier wood this year !!!* Et j'espère bien visiter les Alpes orientales un de ces jours !

Merci à Jean-Louis Edouard et Cécile Miramont pour leur l'accueil dans la pinède aixoise de l'IMEP où j'ai pu faire mes premières armes de « mesureur » de cernes dans une pièce remplie de chêne vert et de *Pinus sylvestris* sud-alpins du Dryas encore humides ;-), ce qui est forcément exotique quand on vient du « nord »...

Jean Louis, il n'est pas nécessaire de dire ici qu'ayant été transposé directement de la Bretagne aux chemins des Ecrins, je te dois nombre de lectures inspirantes et une partie de mon intérêt scientifique pour les milieux de montagne !!

J'en profite pour remercier également deux autres « vénéonistes » : Michel Couteaux et Daniel Roche pour leur gentillesse et leurs conseils lors du master.

Merci Julien pour avoir accueilli dans ton labo à ISTerre... un géographe ! et ce malgré (ou en dépit) de débuts tonitruants, pour ne pas dire explosifs !!! Ahh l'HF, quand on aime, on ne compte pas... Et puis les lauzes mauriennes... tout ça... solidarité Breizh Atao !

Merci aussi à Riccardo Vassallo, maître de la partie chambérienne de la grande cuisine cosmogénique !

Merci à Fabien Arnaud, Pygmalion en chef de l'Holocène à EDYTEM pour le cadre scientifique transdisciplinaire de cette ANR, pour ton soutien, et ce malgré les papiers qui ne pleuvaient pas... ça va venir ! C'est grâce à toi si le lac du B..., pourtant si loin des glaciers, est cité plus que de raison dans ce manuscrit !!

Merci à Christian Vincent et Samuel Nussbaumer deux grands connaisseurs de la Mer de Glace et de ses alentours (le massif du Mont Blanc je crois que ça s'appelle...) pour la communication de certaines données personnelles.

Merci aux deux personnes les plus efficaces sur le terrain et les plus cool qui soient dans la vie, j'ai nommé Ludo Ravanel et Manu Malet. Tous deux respectables pères de familles... ;-) mais qui sont sans doute issus d'un croisement avec un animal à quatre pattes, vu leur aisance dans ce qui est vertical et pas forcément stable !

Merci également à Didier Simond pour la première collaboration scientifico-coutelière de l'histoire (peut être que je m'avance là...) ou comment reconvertir un honorable Pin cembro plurimillénaire en une fine lame... (plutôt le manche)... mais bon avant, faut aller le chercher...

Merci à Léo et Charles, émigrants lorrains et géologues accomplis, j'espère que la géomorpho et ses dangers ne vous auront pas dégoutté lors de ce séjour initiatique !

Un grand merci à Hans Aeschlimann, Rudolph Bless et Wolfgang Wetter pour les quelques mails échangés, la communication de documents d'époque (eh oui de mon âge ;-)) et surtout pour leurs travaux pionniers dans le massif du Mont blanc !! Si je me suis attelé à « faire » du bois en ces lieux c'est un peu grâce à vous !!

Merci également à Andreas Wipf et Hanspeter Holzhauser éminents spécialistes des fluctuations glaciaires holocènes suisses.

Mes chaleureux remerciements à Claude Roux pour la détermination de 15 kg (!!) de lichens autour du 1^{er} janvier !!

Un énorme merci aux Edytémiens sans qui le travail au labo ne serait pas aussi facile : Carole Poggio, Charlotte Foray, Vincent Blanc, Bernard Fanget, Fayçal Soufi, Estelle Ployon et Mr André Paillet !! ainsi qu'aux grands maîtres du Fini-Pleistocène et Tardiglaciaire français, Sylvain Coutterand et Phillippe Schoeneich.

Merci au Parc National des Ecrins pour les autorisations de prélèvements accordés dans la zone centrale que ce soit pour les cailloux, le bois, ou que sais-je encore (non pas le génépi ;-)

Merci Asmaa pour ta compagnie qui m'a été très chère pendant ces années de labeur commun !!!

Merci Bruno pour les conversations paléoclimatiques et autres, et désolé pour la poisse lorsque je suis venu sur tes terrains ! J'espère qu'à l'heure qu'il est tu as trouvé un signal NAO dans la séquence holocène du lac du G...n ;-) ce qui aurait des implications énormes pour le paléoclimat de la vallée de la Romanche ! J'espère qu'il reste aussi des lacs pour toi dans les Alpes. C'est le problème quand on a déjà tout fait pendant la thèse !!

Merci Greg et Jean Philippe, les nordistes, pour les soirées au Cardinal, et pour la survie en Chartreuse !!!

Merci les filles, Amandine, Marie et Justine !!!

Merci à tous les doctorants EDYTEM pour l'ambiance régnant dans ce loft coloré même après plusieurs heures de cerveaux en ébullition, et désolé pour l'odeur persistante de résineux que j'y ai fait flotter – échantillons obligeant – (sans ordre d'apparition, ni alphabétique, ni de confession religieuse, et encore moins affectif ;-)) : Charline, Pierre, Grégoire, Thierry, Anouk, Camille, Benjamin, Souhail, Leïla, Christophe, Jérémy, Pierre, Najy, Camille, Timothée, Eve, Charlotte, Carole, Jairo, Kevin, Dominique, Florence, Marine...

A Manu et Solen, ...et Kistouille !!

Merci à Maman pour tout ce qu'on ne peut dire en deux lignes...

A Patrice pour la découverte de la montagne et beaucoup d'autres choses...

Merci à la famille Mamie, Papé et Mami, Léo, Papa, Françoise. Je ne vous ai pas assez vu ces derniers temps...

Au Dreindet, ce havre... et à Pirouette

Merci à la Bretagne des falaises, des ajoncs et des *fest noz*, à Bonaparte, aux *plinn* endiablés, aux *fisel* douloureux, aux Guichen, Hamon-Martin, Diwall, Darhaou, Spontus, Startijenn... La *trans an dans*, la sueur sur le parquet et tout et tout !!!

Merci à Laine !

Résumé	iii
Abstract	v
Remerciements	vii
Sommaire	xi
Table des figures et tableaux	xvii

Introduction Générale	1
I-1. Le contexte géologique de l'Holocène	2
I-2. Pourquoi étudier l'Holocène ?	4
I-3. Pourquoi étudier les glaciers de montagne ?	5
I-4. Problématique de l'étude	7
I-5. Organisation du manuscrit	8

Partie 1. Le contexte paléoclimatique holocène

Chapitre 1. Le climat holocène	9
1.1. La variabilité climatique holocène et son enregistrement dans la région de l'Atlantique nord et dans les Alpes	10
1.1.1. Les méthodes utilisées pour reconstituer le climat holocène	10
1.1.1.1. Les carottes de glace	10
1.1.1.2. Les sédiments lacustres et palustres	10
a. Sédimentologie, géochimie	10
b. Ostracodes	11
c. Pollens	11
1.1.1.3. Les fluctuations des glaciers	11
1.1.1.4. Les variations de la limite supérieure de la forêt	12
1.1.1.5. Les cernes d'arbres	12
1.1.1.6. Les spéléothèmes	12
1.1.2. La variabilité climatique holocène	16
1.1.2.1. La transition Pléistocène sup / Holocène	16
a. Le Dernier Maximum Glaciaire	16
b. Le Tardiglaciaire	16
c. Le début de l'Holocène	17
1.1.2.2. L'Holocène moyen	18
1.1.2.3. Le Néoglaciaire	19
1.1.2.4. Synthèse climat holocène	20
1.2. Les mécanismes du climat holocène	21
1.2.1. Les forçages externes	21
1.2.1.1. Le forçage orbital	21
1.2.1.2. L'activité solaire	22
1.2.2. Les forçages internes	24
1.2.2.1. Le rôle de l'océan	24
1.2.2.2. L'Oscillation Nord-Atlantique (NAO)	25
1.2.2.3. L'activité volcanique	25
1.2.2.4. Le forçage anthropique	28

1.3. Conclusion : une cyclicité holocène ?	29
1.3.1. Les causes des changements climatiques holocènes abrupts	29
1.3.2. Des cycles holocènes « discutés »	30

Chapitre 2. La pertinence de l'enregistrement glaciaire pour la reconstitution du climat holocène..... 31

2.1. La relation glacier / climat	32
2.1.1. Le glacier, un témoin direct du climat. ...	32
2.1.1.1. Le bilan de masse.....	32
a. L'accumulation.....	33
b. L'ablation	33
c. La sensibilité du bilan de masse.....	33
2.1.1.2. La ligne d'équilibre glaciaire	35
a. Signification climatique	35
b. Signification géomorphologique.....	37
c. Méthodes de reconstitution	38
2.1.2. ...mais un enregistrement filtré.....	39
2.1.2.1. Le contexte topographique.....	39
2.1.2.2. Les variations de longueur	42
2.1.2.3. Le temps de réponse.....	45
2.2. L'enregistrement glaciaire terrestre : apports et limites	52
2.2.1. L'enregistrement morainique	52
2.2.1.1. Principes de base.....	52
a. Morphostratigraphie	52
b. Sédimentologie	52
c. Signification climatique	53
2.2.1.2. Processus de dépôts.....	54
a. Les moraines frontales	54
b. Les moraines latérales.....	55
2.2.1.3. Les limites de l'enregistrement morainique de surface	62
a. Un enregistrement partiel et discret	62
b. La dégradation des moraines	62
c. Les moraines « non climatiques »	66
2.2.1.4. Stratégies de datation appliquée aux moraines	68
2.2.2. La nécessaire complémentarité des archives	69
2.2.2.1. L'enregistrement lacustre.....	69
2.2.2.2. La dendroclimatologie	69
2.3. Un état des connaissances sur les fluctuations glaciaires holocènes	71
2.3.1 Les Alpes centrales et orientales	71
2.3.2 Les Alpes occidentales.....	73
2.3.2.1. Le massif du Mont Blanc.....	73
2.3.2.2. Le Grand Paradis.....	75
- Ruitor	75
- Val d'Orco.....	75

2.3.2.3. Le massif des Ecrins	76
2.3.2.4. Les Alpes du sud	76
2.3.3. Synthèse Alpes européennes	77
2.3.3.1. La fin du Tardiglaciaire : Le Dryas récent (12.9 -11.7 ka)	77
2.3.3.2. Le début de l'Holocène : 11.7 – 7.5 ka	78
a. Le Préboréal	78
b. L'événement « 8.2 ka »	79
c. La transition Boréal/Atlantique	79
2.3.3.3. L'Optimum Climatique Holocène: 7.5 – 4.2 ka	80
a. L'Optimum paroxysmal Atlantique : OH 2 (~7.5 – 6.65 ka)	80
b. Les avancées du milieu de l'Holocène (6.65 – 5.2 ka)	80
c. L'Optimum Subboréal : OH 3 (~5.2/5.0 - 4.3/4.2 ka)	82
2.3.3.4. Le Néoglaciale : ~ 4.2 ka - 1860 AD	82
a. L'avancée « 4.2 ka »	83
b. Le Lössen (3.8-3.4 ka)	84
c. Le Göschenen I (2.8-2.4 ka)	86
d. Le Premier millénaire AD	87
- Le Göschenen II (200-600 AD)	87
- L'avancée du Haut Moyen Age (~830 AD)	87
e. La fin de l'Optimum médiéval : Les avancées du Bas Moyen-Age	88
- L'avancée du 12 ^e s	88
- L'avancée des 13 ^e s et 14 ^e s	89
2.3.4. Apports des chronologies glaciaires alpines	91
2.4. Conclusion	95

Partie 2 - Reconstitution des fluctuations glaciaires de la fin de l'Holocène dans les Alpes nord-occidentales : l'apport de la dendrochronologie (massif du Mont Blanc)

Chapitre 3. L'approche dendroglaciologique 97

3.1. Introduction	98
3.1.1. Principe de base de la méthode dendrochronologique	98
3.1.1.1. Le cerne de croissance	98
3.1.1.2. Les données dendrochronologiques	99
a. L'interdatation	99
b. La standardisation	100
3.1.2. Application au domaine glaciaire : la dendroglaciologie	101
3.1.2.1. Aperçu des méthodes	101
3.1.2.2. L'interprétation des datations de bois subfossiles	101
a. Le contexte géomorphologique	101
b. L'interprétation des séries de cernes	103

3.2 Matériel et méthodes.....	105
3.2.1. Le traitement des bois subfossiles.....	105
3.2.1.1. L'Echantillonnage	105
3.2.1.2. Préparation et mesure.....	105
3.2.1.3. L'Interdatation des séries individuelles.....	109
3.2.1.4. L'Identification d'échantillons multiples par arbre.....	110
3.2.2. La datation absolue des échantillons.....	111
3.2.2.1. La datation ^{14}C	111
3.2.2.2. Interdatation avec l'EACC.....	113
3.3 Description des sites.....	115
3.3.1. Mer de Glace.....	115
3.3.2. Glacier d'Argentière	127
3.3.3. Glacier des Bossons	129
3.3.4. Glacier de Trient	133
3.4. Résultats.....	136
3.4.1. Mer de Glace.....	136
3.4.2. Glacier d'Argentière	146
3.4.3. Glacier des Bossons	148
3.4.4. Glacier de Trient	152
3.5. Interprétation des datations et discussion	153
3.5.1. Les variations néoglaciales de la Mer de Glace	153
3.5.2. Les enseignements de l'enregistrement morainique de la Mer de Glace.....	158
3.5.3. La complémentarité des sites du MMB	160
3.5.4. Apports à la chronologie néoglaciale alpine et globale	164
3.6. Conclusion	165

Chapitre 4. Chronologies multicentennaires dans les Alpes nord-occidentales 167

4.1. Référentiels dendrochronologiques développés pour le massif du Mont Blanc.....	168
4.1.1. Introduction.....	168
4.1.2. La standardisation des données.....	170
4.1.3. Les chronologies d'arbres vivants et historiques	171
4.1.4. Les chronologies d'arbres subfossiles	175
4.1.5. Discussion chronologies	178
4.2 La signification climatiques des chronologies de largeur de cernes	180
4.2.1. Les fonctions de réponse.....	180
4.2.2. Evolution temporelle de la réponse des arbres au climat.....	183
4.2.3. Téléconnexions régionales.....	184
4.2.4. Discussion	186
4.3. Comparaison avec l'enregistrement glaciaire	189
4.3.1. Comparaison avec les bilans de masse	189
4.3.2. Comparaison avec les fluctuations de longueur.....	193

4.4. Interprétation paléoclimatique des chronologies de bois subfossiles	197
4.4.1. La période 2000-1400 BC.....	198
4.4.2. La période 1400-500 BC.....	200
4.4.3. La période 50-650 AD	202
4.4.4. La période 750-1375 AD	204
4.5. Conclusion	206

Partie 3 - Reconstitution des fluctuations glaciaires holocènes dans les Alpes nord-occidentales : l'apport des datations cosmogéniques, et de la lichénométrie (massifs du Mont Blanc et des Ecrins)

Chapitre 5. L'utilisation des nucléides cosmogéniques produits *in situ* pour dater l'âge d'exposition des formes glaciaires holocènes 207

5.1. Principes physiques de base	208
5.1.1. Le rayonnement cosmique	208
5.1.2. La production des nucléides cosmogéniques <i>in situ</i>	208
5.1.2.1. La calibration des taux de production	209
5.1.2.2. Variations spatiales des taux de production	209
5.1.2.3. Variations temporelles des taux de production	210
5.1.2.4. Variation des taux de production selon la profondeur	210
5.1.2.5. Variation des taux de production selon la topographie	211
5.1.2.6. Autres facteurs influençant les taux de production	212
5.1.3. Calcul de l'âge d'exposition	212
5.2. Méthodologie utilisée	215
5.2.1. Problématique et stratégie d'échantillonnage	215
5.2.2. Protocole de traitement des échantillons.....	217
5.2.2.1. Extraction et purification du quartz.....	217
5.2.2.2. Substitution de l'HF	218
5.2.2.3. Extraction du BeO.....	218
5.2.2.4. La mesure AMS	219
5.2.3. Calcul des concentrations en ^{10}Be	221
5.2.3.1. Conversion du rapport isotopique en concentration	221
5.2.3.2. Calcul des incertitudes	223
5.2.3.3. Mode d'interprétation des âges d'exposition pour les moraines	223
5.3. Présentation des sites et résultats	225
5.3.1. Glacier du Miage.....	227
5.3.2. Glacier de Tepey	230
5.3.3. Glacier du Rateau.....	233
5.3.4. Glacier de Bonnepierre	236
5.3.4. Glacier du Vallon des Etages	239
5.4. Discussion.....	242
5.5. Conclusion	249

Chapitre 6. Pertinence de la méthode lichénométrique pour dater les fluctuations glaciaires de la fin de l'Holocène	251
6.1 Introduction.....	252
6.1.1. Problématique et objectifs.....	252
6.1.2. Principe de la méthode.....	252
6.1.2.1. L'approche indirecte	252
6.1.2.2. L'approche directe.....	253
6.1.2.3. La forme de la courbe de croissance.....	253
6.1.3. Secteur d'étude.....	254
6.1.3.1. Aperçu morpho-climatique	254
6.1.3.2. Aperçu taxonomique	255
6.1.3.3. Les surfaces glaciaires à dater.....	255
6.2. Matériel et méthodes.....	258
6.2.1. Approche indirecte	258
6.2.2. Approche directe	261
6.3. Résultats.....	264
6.3.1. Approche indirecte	264
6.3.2. Approche directe	266
6.4. Discussion.....	268
6.4.1. Taux de croissance de <i>Rhizocarpon s.l.</i> : méthode directe ou indirecte ?.....	268
6.4.2. L'utilisation de la lichénométrie pour la chronologie glaciaire de la fin de l'Holocène	271
6.4.3. Les Incertitudes liées à la méthode	272
6.5. Conclusion	274
 Conclusion générale	275
Perspectives de recherche.....	279
 Références bibliographiques	283
 Annexe A – Datations dendrochronologiques.....	330
A) Argentièrè	330
B) Bossons	333
C) Mer de Glace	336
D) Trient, Etages	360
Annexe B – Datations radiocarbone.....	362

Table des figures

Fig. I-1. Anomalies de températures reconstituées depuis 810 000 ans d'après le δD dans la glace du forage EPICA Dôme C, et comparaison avec l'enregistrement isotopique $\delta^{18}O$ du Groenland depuis 120 000 ans (Jouzel et al, 2007).....	2
Fig. I-2. Températures reconstituées sur le site du forage GISP2 (Groenland) depuis 50 ka (Alley et al, 2004).	3
Fig. I-3. Reconstitution des températures de l'hémisphère nord sur les deux derniers millénaires (Mann et al, 2008).....	4
Fig. 1.1. Le cadre paléoclimatique holocène alpin.	15
Fig. 1.2. Variations de l'insolation estivale pour différentes latitudes des deux hémisphères (Wanner, 2009).....	21
Fig. 1.3. Comparaison de deux reconstitutions indépendantes de l'activité solaire depuis 800 AD (Reimer et al, 2009 ; Bard et al, 2000 ; 2007).....	22
Fig. 1.4. Comparaison entre l'activité solaire (Vonmoos et al, 2006) et les décharges d'icebergs dans l'Atlantique Nord (Bond et al, 2001).....	23
Fig. 1.5. Anomalies de températures estivales et hivernales de l'année suivant 16 éruptions tropicales majeures des 500 dernières années, en comparaison des 5 années précédents chaque éruption (Fischer et al, 2007).....	26
Fig. 1.6. Comparaison entre les températures estivales reconstruites pour l'hémisphère nord depuis 1400 AD d'après la densité des séries de cernes, et les éruptions volcaniques connues ayant un indice d'explosivité (VEI) supérieur à 4 (Briffa et al, 2004).	26
Fig. 1.7. Concentration en sulfates d'origine volcanique au cours de l'Holocène dans le forage antarctique EPICA Dôme C (Castellano et al, 2005).....	27
Fig. 1.8. Températures simulées sur le dernier millénaire par trois modèles climatiques (Jansen et al, 2007).....	28
Fig. 1.9. Principaux forçages à l'origine des événements froids de la fin de l'Holocène (Wanner et Bütikofer, 2008).....	29
Fig. 2.1. Représentation schématique d'un glacier alpin et des différents paramètres permettant de caractériser ses fluctuations (Haeberli, 1995).....	32
Fig. 2.2. (A) Gradients de bilans de masse de glaciers appartenant à différentes régions climatiques (Oerlemans, 2001) ; (B) Gradient de bilan de masse moyen et son approximation avec un gradient linéaire, pour le South Cascade glacier ((Meier et Tangborn, 1965).....	34
Fig. 2.3. Sensibilité mensuelle du bilan de masse spécifique à une augmentation de 1K des températures ou de 10% des précipitations (Oerlemans et Reichert, 2000).	35
Fig. 2.4. Relation linéaire entre la LEG et b_n pour le Vernagtferner (Ötztal, Autriche) sur la période 1971-1990 (Zemp et al, 2007).	36
Fig. 2.5. Illustration schématique de l'influence du relief sur la différence d'altitude entre les différentes formes de LEG (Lie et al, 2003).....	37
Fig. 2.6. Coupe schématique d'un glacier de cirque (Dahl et al, 2003).	37
Fig. 2.7. Relation Surface / AAR_0 pour les glaciers alpins et pyrénéens ($n=15$) pour lesquels de longues séries de bilans de masse sont disponibles (d'après Kern et László (2010), augmenté : données WGMS).	

.....	39
Fig. 2.8. L'influence de la topographie sur le lien Climat / Enregistrement glaciaire (Furbish et Andrews, 1984).....	40
Fig. 2.9. Relation entre l'altitude du front et la LEG pour cinq glaciers schématiques dont la planimétrie est représentée (Furbish et Andrews, 1984).....	41
Fig 2.10. (a) Hypsométrie des glaciers voisins Kesselwandferner et Hintereisferner (Autriche) en 1985 ; et, (b) b_n cumulés des deux glaciers sur le 20 ^e s. (Winkler et al, 2010, d'après Kuhn et al, 1985).	42
Fig. 2.11. Représentation schématique de la réaction d'un glacier à un abaissement de la ligne d'équilibre (LEG) et une augmentation du bilan de masse (b) en fonction du temps (Haeberli, 1994).	43
Fig. 2.12. Profil longitudinal schématique de la langue glaciaire avant et après la réponse complète à un changement radical de la LEG et du b	43
Fig. 2.13. Reconstitution des bilans de masse moyens au pas de 50 ans d'après les fluctuations de longueur du glacier d'Aletsch sur la période 0-2000 AD (Haeberli et Holzhauser, 2003)	44
Fig. 2.14. Représentation géométrique schématique des termes permettant le calcul du temps de réponse. (Jóhannesson et al, 1989 ; Hooke, 2005).	45
Fig. 2.15. Variations de longueur cumulées de quelques glaciers alpins sur la période 1870-2010	50
Fig. 2.16. Relation théorique entre les variations du bilan de masse et de longueur d'un glacier et le dépôt des moraines. (Andrews, 2000).....	53
Fig 2.17. Construction d'un cordon morainique frontal par poussée des sédiments fluvioglaciaires fins et remobilisation de blocs tombés du front (photo : L. Reynaud, printemps 1982).	54
Fig. 2.18. Représentation schématique des modes de construction des moraines latérales, (A) par accrétion proximale, et (B) par accrétion distale (superposition).....	55
Fig. 2.19. Processus de formation d'une moraine latérale par glissement et accumulation marginale des débris transportés passivement en position supra- ou intra-glaciaire (Small, 1983). Rythme saisonnier de dépôt par accrétion distale (Small et al, 1984).....	56
Fig. 2.20. Face proximale de la moraine latérale droite du glacier des Bossons.....	57
Fig. 2.21. Schéma conceptuel de formation des moraines latérales des glaciers alpins d'après l'exemple du Findelengletscher (Lukas et al, 2012).	58
Fig. 2.22. Le contexte topographique et les faciès sédimentaires glaciaires et non-glaciaires associés à une moraine latérale d'un glacier de vallée alpin : l'exemple de la Mer de Glace (secteur du Monternvers). 59	
Fig 2.23. Coupe schématique d'une moraine latérale construite par superposition (accrétion distale). (d'après Osborn, 1986).....	61
Fig. 2.24. Profil en long schématique de la stratification dans une moraine latérale.(Humlum, 1978). 61	
Fig. 2.25. Evolution du profil (a), et de la hauteur d'une moraine (b) en fonction du temps, selon un modèle de diffusion des sédiments.(Applegate et al, 2010).....	63
Fig. 2.26. Fréquence des blocs de surface (a), et profil transversal (b), modélisés et observés, pour la moraine de Rongbuk, Népal (~11 ka).(Putkonen et al, 2008).....	64
Fig 2.27. Profils transversaux de ravines mesurés dans des secteurs de moraines latérales dont l'âge de déglaciation est croissant (d'après Curry et al, 2006)	65
Fig. 2.28. (A) Section transversale de la moraine du Feegletscher (Valais, Suisse) et mesures de pente moyennes ; (B) Section transversale schématique montrant l'influence de la forme et de la disposition des clastes sur la résistance au cisaillement, et donc sur l'angle de la moraine (Curry et al, 2009).	66
Fig. 2.29. Réponse d'un glacier à un écroulement rocheux recouvrant la zone d'ablation. (Reznichenko et al, 2011).	67

Fig. 2.30. Représentation schématique de l'effet protecteur de la couverture (Kirkbride et Brazier, 1998).

68

Fig. 2.31. Comparaison des courbes de variations des glaciers suisses pendant l'Holocène..... 71

Fig. 2.32. Compilation des dates dendrochronologiques et radiocarbone obtenues sur bois subfossiles dans 4 marges proglaciaires des Alpes suisse et autrichienne (Nicolussi et Schluchter)..... 72

Fig. 2.33. Les cordons morainiques néoglaciers du glacier de Tschingel (Oberland) dans le secteur de l'Oberhornsee. (photo A. Wipf ; (A) 28/10/05, (B) 21/09/06)..... 85

Fig. 2.34. Coupe dans les moraines latérales de trois glaciers du massif de l'Ötztal (Autriche) montrant l'agencement relatif des dépôts des différentes avancées du PAG : (A) Gurglfärner, 2420 m ; (B) Vernagtferner, 2280 m ; (C) Gepatschferner (d'après Nicolussi et Patzelt, 2001, Patzelt et al, 2007 ; Patzelt, In Zanesco et al, 2008) 89

Fig. 2.35. Synthèse des fluctuations glaciaires pendant l'Holocène (modifié de Ivy-Ochs et al, 2009) d'après les données présentées dans la section 2.3. 94

Fig. 2.36. Cadre conceptuel (diagramme « différence d'âge ») permettant d'évaluer les chronologies glaciaires et d'identifier l'« autocensure » du système (Kirkbride et Brazier, 1998)..... 96

Fig. 3.1. (A) Représentation schématique de l'agencement des cernes annuels dans la tige d'un arbre ; (B) Principales caractéristiques anatomiques macroscopiques du bois ; (C) Aperçu microscopique (x40) des cernes annuels pour (a) *Pinus cembra*, et (b) *Larix decidua* (Schweingruber, 1990). 98

Fig. 3.2. Principe de l'interdatation pour la construction d'un référentiel dendrochronologique intégrant du matériel d'origines différentes (d'après Schweingruber, 1988). 99

Fig. 3.3. Courbe de croissance régionale de *Pinus cembra* pour les Alpes internes (Briançonnais), établie d'après 335 séries individuelles de largeur de cernes brutes, alignées selon leur âge cambial (Edouard, non publié). 100

Fig. 3.4. Différentes interprétations possibles de datations sur bois subfossiles en fonction du lieu d'échantillonnage et de l'hypothèse sur le lieu de croissance (d'après Ryder et Thompson, 1986). 102

Fig. 3.5. Cadre conceptuel de la représentation d'une chronologie glaciaire basée sur la datation de souches in situ dans une marge proglaciaire (d'après Holzhauser, 1984). 103

Fig. 3.6. Chutes de croissance chez des bois subfossiles échantillonnés dans la moraine latérale droite de la Mer de Glace 104

Fig. 3.7. Caractéristiques morphologiques et état de conservation des bois subfossiles. 108

Fig. 3.8. Moraine latérale de la Mer de Glace (secteur MDG_5) et localisation des échantillons attribués à l'arbre MDG5-01 111

Fig. 3.9. Méthode de représentation des séries dendrochronologiques datées au radiocarbone sur une échelle calendaire (échantillon MDG5-02) 112

Fig. 3.10. Marge proglaciaire de la Mer de Glace. 115

Fig. 3.11. Localisation des secteurs étudiés à la Mer de Glace 116

Fig. 3.12. Secteur MOTT. 118

Fig. 3.13. Secteur 1, Site # 4..... 120

Fig. 3.14. Secteur 1, Site # 6. 122

Fig. 3.15. Vue d'ensemble ENE sur le site #8 et une partie du site #9..... 123

Fig. 3.16. Secteur 3. Site # 10. 125

Fig. 3.17. Secteur 5. Site #11 et #12. 126

Fig. 3.18. Marge proglaciaire du glacier d'Argentière et localisation du site d'échantillonnage des bois subfossiles. 127

Fig. 3.19. Moraine latérale droite du glacier d'Argentière..... 128

Fig. 3.20. Vue rapprochée de la strate S1 du glacier d'Argentièrre	129
Fig. 3.21. (A) Strate S5 (ARG08), 1604 m (-145 m) ; (B) Strate S4 (ARG09), 1611 m (-138 m) ; (C) Strate S3 (ARG10), 1616 m (-133 m)	129
Fig. 3.22. Marge proglaciaire du glacier des Bossons, et localisation des sites d'échantillonnage des bois subfossiles.	130
Fig. 3.23. Contexte topographique du site d'échantillonnage.	131
Fig. 3.24. (A) Strate S1 (Echantillons BOS01-04) ; (B) Strate S2 et détail de l'excavation de l'échantillon BOS11 (~3m long, Ø 52 cm) ; (C) Strate S3 (Echantillon BOS13).	132
Fig. 3.25. Localisation des sites ayant fait l'objet de datations dans la marge proglaciaire du glacier de Trient	133
Fig. 3.26. Ravine ouverte dans la moraine latérale droite du glacier de Trient à la côte 1900 m .	134
Fig. 3.27. Ecart à l'âge absolu (dendrochronologique) des échantillons datés au ^{14}C , selon deux estimations du point central de l'intervalle de calibration	138
Fig. 3.28. Datations dendrochronologiques et ^{14}C des bois subfossiles de la Mer de Glace.	139
Fig. 3.29. Représentation des affleurements de bois subfossiles datés de la moraine latérale droite de la Mer de Glace.	142
Fig. 3.30. Interdatation des échantillons modernes de la marge proglaciaire	143
Fig. 3.31. Comparaison entre l'altitude des bois en place dans la moraine latérale droite de la Mer de Glace et l'altitude de la surface du glacier pour plusieurs périodes du 20 ^e s.....	144
Fig. 3.32. Comparaison entre les profils longitudinaux de la surface du glacier pour 3 périodes du 20 ^e s (voir Fig. 3.10 pour localisation) et la position des échantillons marquant des avancées de la Mer de Glace au 7 ^e s BC et au 3 ^e s AD.	145
Fig. 3.33. Comparaison de l'altitude des bois datés dans la moraine latérale droite du glacier d'Argentièrre avec l'altitude de la langue à différentes périodes du 20 ^e s selon deux profils.....	147
Fig. 3.34. Probabilité cumulée des dates ^{14}C (2 σ) représentatives de la mort des arbres de la strate S2 du glacier des Bossons.....	148
Fig. 3.35. Séries indicées des échantillons du glacier des Bossons en position de synchronisation (standardisation : spline 30 ans).	149
Fig. 3.36. Chronologie BOS_GII en position de synchronisation sur MB_3.....	150
Fig. 3.37. Variations altitudinales de la Mer de Glace (marge latérale droite) entre 2000 BC et 1400 AD.	155
Fig. 3.38. Répartition spatiale des datations de bois subfossiles sur le secteur MDG de la moraine latérale droite de la Mer de Glace en fonction de l'âge	159
Fig. 3.39. Synthèse des datations dendrochronologiques et ^{14}C effectuées dans le MMB entre 2000 BC et 1400 AD	161
Fig. 4.1. Localisation des sites ayant fait l'objet de prélèvements dendrochronologiques dans le MMB et lieux mentionnés dans le texte	169
Fig. 4.2. Aperçu des sites de prélèvements dendrochronologiques dans le MMB	172
Fig. 4.3. Chronologie STD MB_1H Série indicée et moyenne mobile sur 5 ans	174
Fig. 4.4. Chronologie STD VIS. Série indicée et moyenne mobile sur 5 ans.	174
Fig. 4.5. Chronologie STD GDCHA. Série indicée et moyenne mobile sur 5 ans	175
Fig. 4.6. Chronologie MB_2. Série indicée et moyenne mobile sur 5 ans	176
Fig. 4.7. Chronologie MB_3. Série indicée et moyenne mobile sur 5 ans	176
Fig. 4.8. Chronologie MB_4. Série indicée et moyenne mobile sur 5 ans	177
Fig. 4.9. Chronologie MB_5. Série indicée et moyenne mobile sur 5 ans	177

Fig. 4.10. Comparaison de la croissance de <i>Pinus cembra</i> (MB_1H) et de <i>Larix decidua</i> (VIS, GDCHA) en limite supérieure de la forêt dans le MMB sur la période 1450-2008 AD (chronologies STD).	178
Fig. 4.11. Analyse spectrale des chronologies STD	179
Fig. 4.12. Coefficients de corrélation (A), et fonctions de réponse (B), calculés entre la chronologie de <i>Pinus cembra</i> , et les températures (g.) et précipitations (dr.) moyennes, pour le MMB	182
Fig. 4.13. Fonctions de réponse glissantes calculées entre les températures (HIST_Low) et la chronologie RES MB_1H sur la période 1826-2008 (fenêtres de 70 ans).....	183
Fig. 4.14. Fonctions de réponse glissantes calculées entre les précipitations (HIST_Low) et la chronologie RES MB_1H (CHAM).....	184
Fig. 4.15. Corrélations entre la chronologie MB_1H et les chronologies de <i>Pinus cembra</i> des Alpes occidentales (données : F. Meijer/ITRDB ; Petitcolas et Rolland, 1998 ; Edouard et al, 2002 ; Edouard non publié ; Saulnier et al, 2011)	185
Fig. 4.16. Corrélation entre la chronologie MB_1H RES et les températures moyennes du mois de Juillet depuis 1800 AD.....	186
Fig. 4.17. Coefficients de corrélation entre la série de bilans de masse annuels du glacier d'Argentière (1976-2008), et les données climatiques de la station de Chamonix-Bouchet pour l'année t.....	189
Fig. 4.18. Indice du bilan de masse annuel spécifique du glacier d'Argentière (ARG_BM) comparé à l'indice de croissance de <i>Pinus cembra</i> (CHAM_RES) et <i>Larix decidua</i> (GDCHA_RES) sur la période 1976-2008	190
Fig. 4.19. Bilan de masse annuel spécifique du glacier d'Argentière (bleu, échelle dr.) et chronologie CHAM STD indicée (orange, échelle g.), sur la période 1976-2008	192
Fig. 4.20. Cross-corrélations entre les variations de longueur des glaciers du versant nord du MMB, et les indices de largeur de cernes pour Bossons (1870-2008), Trient (1879-2008), Argentière et Mer de Glace (1878-2008).....	194
Fig. 4.21. Cross-corrélations entre les variations de longueur des glaciers du versant sud du MMB, et les indices de largeur de cernes sur la période 1818-2008	195
Fig. 4.22. (A) Série STD MB_1H, et (B) Séries de variations frontales de six glaciers du massif du Mont Blanc alignées selon leurs temps de réaction respectifs	196
Fig. 4.23. Contexte paléoclimatique de la période 2000-1400 BC	198
Fig. 4.24. Contexte paléoclimatique de la période 1400-500 BC	200
Fig. 4.25. Contexte paléoclimatique de la période 50-650 AD	202
Fig. 4.26. Contexte paléoclimatique de la période 750-1375 AD	204
Fig. 5.1. Variation des taux de production en fonction de l'altitude (0-2500 m) et de la latitude géomagnétique, d'après Lal (1991).....	210
Fig. 5.2. Variation de la production de ^{10}Be dans le quartz en fonction de la profondeur, au niveau de la mer et à haute latitude (Gosse et Phillips, 2001).....	211
Fig. 5.3. Evolution théorique de la concentration en ^{10}Be en fonction du temps et de l'érosion (Braucher, 1998)	213
Fig. 5.4. (A) Mesure des hauteurs de neige sur les échantillons prélevés sur les moraines M_9 et M_{10} du vallon de Tepey (relevés : 20/03/2011) ; (B) Hauteur de neige maximum quotidienne mesurée à la station Nivose d'Aigleton pour 7 saisons hivernales (données : MétéoFrance).....	216
Fig. 5.5. Plan schématique de l'accélérateur ASTER, et trajet suivi par le faisceau d'ions jusqu'au comptage des atomes de béryllium (LN2C, CEREGE)	219
Fig. 5.6. (A) Localisation du glacier du Miage et de l'AMM ; (B) Cordons morainiques de l'AMM d'après Deline et Orombelli (2005) et localisation des échantillons présentés dans le texte	228

Fig. 5.7. Site du carottage (# 6 de la fig. 5.6) dans le remplissage glacio-lacustre entre les cordons B_4 et C_3 , et position des dates ^{14}C	229
Fig. 5.8. Carte géomorphologique simplifiée du vallon du Tepey et localisation des échantillons ^{10}Be . 232	
Fig. 5.9. (A) Carte géomorphologique simplifiée des Vallons de la Meije, et (B) Localisation des échantillons prélevés sur la moraine latérale gauche du glacier du Rateau.	234
Fig. 5.10. Datations ^{10}Be sur le lobe latéral gauche du glacier du Rateau.	235
Fig. 5.11. (A) Carte géomorphologique simplifiée du vallon de Bonnepierre et, (B) Localisation des échantillons prélevés sur la moraine latérale droite du glacier de Bonnepierre	237
Fig. 5.12. Datations ^{10}Be sur la moraine latérale droite du glacier de Bonnepierre	238
Fig. 5.13. (A) Carte géomorphologique simplifiée du Vallon des Etages et, (B) Localisation des échantillons discutés dans le texte.....	240
Fig. 5.14. Datations ^{10}Be sur la moraine frontale du glacier du vallon des Etages	241
Fig. 5.15. Contexte paléoclimatique de la seconde moitié du troisième millénaire BC	245
Fig. 5.16. Relation entre l'âge apparent déduit de la mesure du ^{10}Be sur les blocs du cordon M_4 du glacier du Rateau, et la hauteur relative de l'échantillon par rapport au sol.....	246
 Fig. 6.1. Représentation schématique des principaux modèles utilisés pour caractériser la croissance des lichens.	253
Fig. 6.2. Localisation des sites ayant fait l'objet de mesures lichénométriques, et de datations ^{10}Be dans le massif des Ecrins.....	256
Fig. 6.3. Marge proglaciaire du glacier du Vallon de Lanchâtra, et localisation des cordons morainiques datés par lichénométrie.....	257
Fig. 6.4. Localisation des mesures lichénométriques sur la marge aval de Bonnepierre	258
Fig. 6.5. Courbes de croissance pour <i>Rhizocarpon subg. Rhizocarpon</i> dans le massif des Ecrins	260
Fig. 6.6. Distribution des lichens des moraines M1 et M3 des Etages intégrés au suivi direct, en fonction de leur taille (diamètres initiaux mesurés selon le grand axe), par classe de 5 mm.	262
Fig. 6.7. Géoréférencement des paires d'images diachroniques sous SIG. Le nombre de points d'amer dépend de la taille de la scène et de la rugosité de la surface.....	263
Fig. 6.8. Résultats des datations lichénométriques dans la vallée du Vénéon, comparés à des preuves indépendantes de l'âge de dépôt des moraines.....	265
Fig. 6.9. Taux de croissance diamétral en fonction du diamètre initial (année 2008) déterminé d'après le suivi direct.....	267
Fig. 6.10. Comparaison de la courbe de croissance du massif des Ecrins avec d'autres courbes de croissance > 200 ans, (Alpes occidentales, Corse, Canada).	268
Fig. 6.11. Comparaison entre les courbes de croissance obtenues par la méthode directe (trait plein), et indirecte ($5+^{10}Be$, tiretés) pour la vallée du Vénéon	269
Fig. 6.12. Marge proglaciaire de Bonnepierre vers 1890 AD. Noter la fonte des culots de glace morte protégés par la couverture détritique, matérialisée par les nombreux chenaux proglaciaires (Photo Oddoux).....	272
 Fig. CC. Synthèse des principaux résultats chronologiques acquis.	276

Table des tableaux

Tab. 2.1. Caractéristiques topographiques et temps de réponse de quelques glaciers alpins	48
Tab. 3.1. Synthèse des datations de bois subfossiles sur le site de la Mer de Glace.	136
Tab. 3.2. Synthèse des datations dendrochronologiques et ^{14}C sur les bois subfossiles du glacier d'Argentière.	146
Tab. 3.3. Résultats des datations ^{14}C sur les bois subfossiles du glacier des Bossons.	148
Tab. 3.4. Dates de mort des échantillons du glacier des Bossons en chronologie relative, et âges calendaires hypothétiques correspondants.	151
Tab. 3.5. Résultats des datations dendrochronologiques effectuées sur le site du glacier de Trient	152
Tab. 4.1. Caractéristiques des chronologies d'arbres vivants et subfossiles de la période historique construites pour le massif du Mont Blanc.....	173
Tab. 4.2. Caractéristiques des chronologies de bois subfossiles construites pour le massif du Mont Blanc.	175
Tab. 4.3. Corrélations entre les trois chronologies d'arbres vivants construites pour le MMB, sur la période commune 1595-2008.....	179
Tab. 4.4. Résultats des cross corrélations entre les indices de largeur de cernes (chrono MB_1H) et les séries de variations de longueur des glaciers du versant nord du massif du Mont Blanc.....	194
Tab. 4.5. Résultats des cross corrélations entre les indices de largeur de cernes (chrono MB_1H) et les séries de variations de longueur des glaciers du versant sud du MMB	195
Tab. 5.1. Caractéristiques des échantillons et âges d'exposition calculés avec CRONUS-Earth v2.2 (Balco et al, 2008)	225
Tab. 5.2. Calcul de l'âge d'exposition des moraines pour chaque site à partir des âges apparents (non corrigés).	227
Tab. 5.3. Ages ^{14}C obtenus sur le site de carottage # 6 et synthèse des dates ^{14}C significatives pour la chronologie de l'AMM.	230
Tab. 5.4. Calcul des LEG et ΔLEG pour les trois stades holocènes du glacier de Tepey.....	231
Tab. 6.1. Caractéristiques des points de contrôle utilisés pour la construction des courbes de croissance.	259
Tab. 6.2. Résultats des datations lichénométriques dans la vallée du Vénéon, comparés à une estimation indépendante de l'âge des dépôts.	264

Introduction générale

I-1. Le contexte géologique holocène

Le Quaternaire (~2,6 Ma) est une période géologique ponctuée de plusieurs cycles glaciaire/interglaciaire. Le dernier interglaciaire – l'Holocène – a commencé il y a 11700 ans (11.7 ka). Ces fluctuations climatiques cycliques (~100 000 ans depuis 1 Ma) ont été reconstituées d'après l'étude des carottes prélevées dans les glaces polaires ou dans les sédiments marins (Imbrie et al, 1993 ; Petit et al, 1999).

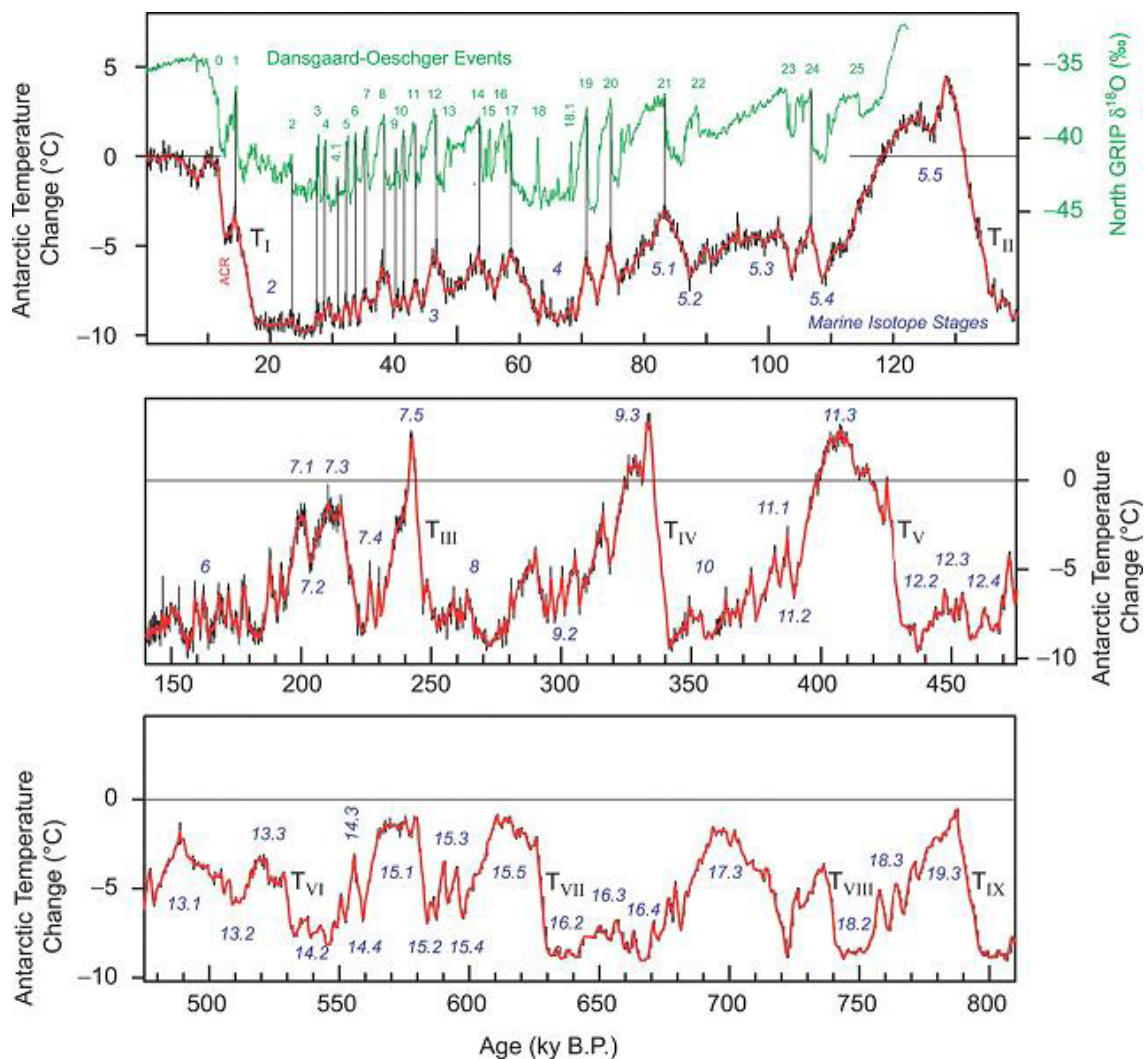


Fig. I-1. Anomalies de températures reconstituées depuis 810 000 ans d'après le δD dans la glace du forage EPICA Dôme C, et comparaison avec l'enregistrement isotopique $\delta^{18}O$ du Groenland depuis 120 000 ans (Jouzel et al, 2007). Les stades isotopiques marins (MIS) (pairs=glaciaire, impairs=interglaciaire) et les périodes de déglaciation (T =terminaisons) sont indiqués.

La Figure I-1. présente un de ces enregistrements et montre l'alternance de périodes glaciaires assez longues (dont la température a pu être de 6°C à 10°C inférieure à la température actuelle) et d'interglaciaires relativement courts (~10 000 ans) qui ont parfois connu des températures supérieures à l'actuel. Les enregistrements provenant d'Antarctique couvrent les 800 000 dernières années (EPICA members, 2004 ; Jouzel et al, 2007) et ont permis de mettre en évidence les forçages, essentiellement orbitaux, à l'origine de ces cycles.

Ces travaux montrent également la corrélation qui existe entre la teneur atmosphérique en Gaz à Effet de Serre (GES) (CO_2 , CH_4 , N_2O) et la température (Barnola et al, 1991). Ils permettent de

comparer les différents interglaciaires entre eux en termes de température, de teneur en GES dans l'atmosphère, et d'amplitude de ces changements, afin de déterminer si un interglaciaire passé a présenté des conditions similaires à l'Holocène. Le rapprochement du MIS 11 (*Marine Isotope Stage* 11, ~ 400 ka) avec l'Holocène avancé par EPICA members (2004) n'est pas confirmé par Masson Delmotte et al (2006) pour qui la conjonction des forçages à l'œuvre actuellement (faible obliquité, insolation) ne peut pas être trouvée dans les interglaciaires passés et signifierait que l'Holocène pourrait être un interglaciaire inhabituellement long.

Les enregistrements du Groenland (GRIP, GISP2, NGRIP...) sont plus courts mais possèdent une meilleure résolution, quasi annuelle (en raison de l'accumulation neigeuse plus importante). Récemment le forage NEEM a été achevé. Il est sensé couvrir pour la première fois l'ensemble de la dernière période interglaciaire, l'Eemien (130 -115 ka). L'apport de ce forage est crucial dans le contexte actuel car cette période a connu des températures de 3° à 5°C plus importantes que les températures actuelles sans aucun forçage anthropique. Elle pourrait donc représenter un analogue de ce que deviendrait le climat holocène dans quelques décennies. Son étude renseignera sur les conséquences potentielles des changements climatiques annoncés par les modélisations climatiques actuelles et par les scénarii de hausse des températures pour le 21^e s (IPCC, 2007).

Les périodes glaciaires ont été marquées par une très forte variabilité climatique (Fig. I-2). Les enregistrements glaciaires montrent la récurrence cyclique de changements abrupts, les cycles de Dansgaard-Oeschger (D/O). L'amplitude des changements de températures associés à ces événements est extrêmement forte – atteignant parfois plus de 15°C, et brusque – car elle s'effectue sur quelques décennies, voire quelques années seulement (Stuiver et Grootes, 2000 ; Steffensen et al, 2008).

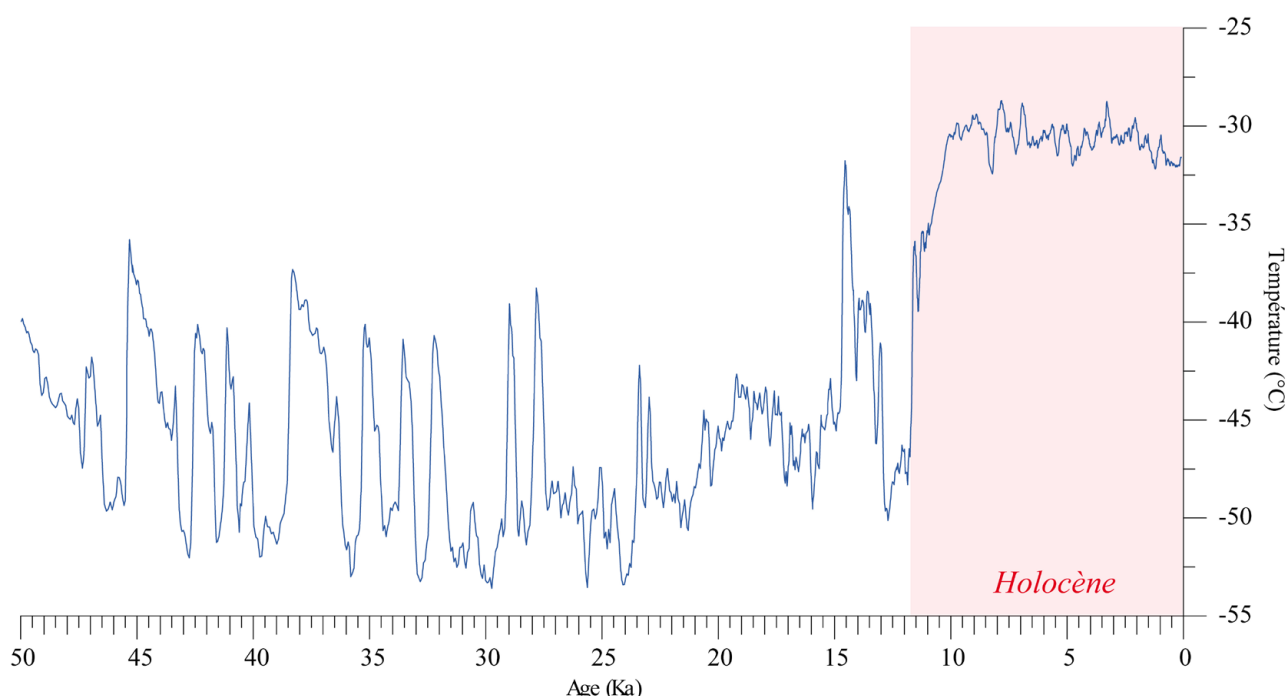


Fig. I-2. Températures reconstituées sur le site du forage GISP2 (Groenland) depuis 50 ka. Noter la variabilité climatique importante de la dernière période glaciaire en comparaison de l'Holocène (Données : Alley et al, 2004 / IGBP PAGES / World Data Center for Paleoclimatology). ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/icecore/greenland/summit/gisp2/isotopes/gisp2_temp_accum_alley2000.txt.

Les séries paléoclimatiques (températures, accumulation neigeuse, poussières...) de la calotte groenlandaise sont précieuses car elles représentent des enregistrements continus et indépendants avec lesquels les reconstitutions paléoclimatiques et paléogéographiques de l'Atlantique Nord peuvent être comparés sur le Pléistocène récent et sur l'Holocène (*e.g.* Schoeneich, 2003).

I-2. Pourquoi étudier l'Holocène ?

L'interglaciaire Holocène est une période clé dans l'étude du Quaternaire récent pour deux raisons principales :

i) Elle est marquée par une **variabilité climatique relativement faible** par rapport aux périodes qui l'ont précédé. En témoignent les premiers travaux effectués sur les carottes groenlandaises (Dansgaard et al, 1993). Néanmoins, la recherche paléoclimatique sur l'Holocène de ces dernières années a mise en évidence un certain nombre d'oscillations climatiques rapides et marquées, d'échelle séculaire à millénaire, causées par des combinaisons complexes de forçages (Mayewski et al, 2004 ; Wanner et al, 2008 ; 2011).

ii) C'est la période du **développement des sociétés humaines**. Bien que relativement stable le climat holocène a sans doute contribué au développement, et/ou à la chute de plusieurs civilisations et est à l'origine de crises socio-économiques majeures (deMenocal, 2001 ; Büntgen et al, 2011).

L'homme a également influencé son environnement de façon assez ancienne, jusqu'à influencer directement sur le climat depuis quelques décennies comme le suggèrent les reconstitutions de

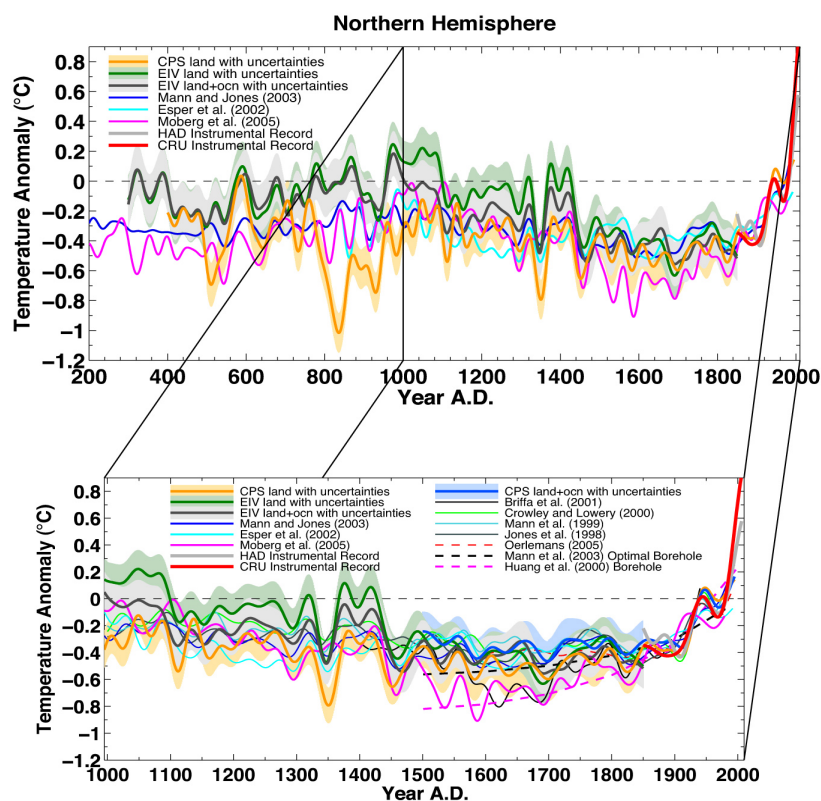


Fig. I-3. Reconstitution des températures de l'hémisphère nord sur les deux derniers millénaires d'après la combinaison de différents proxies par Mann et al (2008), et comparaison avec les reconstitutions existantes. Noter l'ampleur remarquable du réchauffement intervenu au 20^e s (températures instrumentales en rouge), sans équivalent sur la période considérée.

températures hémisphériques qui s'étendent sur la période pré-industrielle (Fig. I-3). Malgré les nombreux questionnements méthodologiques qu'ils suscitent (Esper et al, 2005), ces travaux mettent en évidence l'ampleur du réchauffement qui a affecté le 20^e s (Jones et Mann, 2004 ; Mann et al, 2008) et fournissent la base pour la réflexion concernant l'impact anthropique sur le climat (IPCC, 2007).

L'un des enjeux majeurs de la recherche sur l'Holocène est donc de déterminer les parts respectives de l'influence du Climat, et de l'Homme, sur les variations environnementales reconstituées à l'aide des archives naturelles. A plus forte raison sur la seconde moitié de la période, pendant laquelle l'impact anthropique a été de plus en plus important.

I-3. Pourquoi étudier les glaciers de montagne ?

Les fluctuations des glaciers de montagne sont l'une des manifestations naturelles les plus visibles des changements climatiques car elles ont cours sur des échelles de temps relativement courtes, et frappent les sociétés humaines. Les glaciers représentent selon le groupe de travail sur les changements climatique (IPCC/GIEC) l'un des indicateurs les plus fiables de l'évolution des températures, avec les relevés instrumentaux (Lemke et al, 2007).

Les fluctuations des glaciers de montagne sont reconnues comme un indicateur des variations des températures (Oerlemans 1994 ; 2005) et des précipitations (Kerschner, 2005, Vincent et al, 2005). Les bilans de masse glaciaire annuels étant principalement contrôlés (dans les Alpes européennes) par les températures estivales, et dans une moindre mesure par les précipitations hivernales.

Néanmoins l'utilisation de « l'objet glacier » et de ses fluctuations comme un indicateur climatique univoque doit faire l'objet de précautions puisque des paramètres non climatiques rentrent également en compte dans l'explication de ces variations. Malgré cela, les fluctuations glaciaires représentent un signal climatique relativement « pur » comparé à d'autres indicateurs plus ambigus (*e.g.* détritisme enregistré dans les sédiments lacustres), qui permet de déterminer la part du climat de celle d'autres paramètres (*e.g.* évolution de l'occupation des sols) dans les changements observés.

La perte de volume des glaciers observée partout dans le monde depuis la fin du Petit Age Glaciaire (PAG) (*ca* 1850) et l'accélération de ce retrait depuis le milieu des années 1980 font que les surfaces glaciaires sont passées des maxima holocènes, à un niveau proche des minima, dans un laps de temps très court.

Dans les Alpes les mesures des variations des glaciers existent depuis la fin du 19^e s (variations de longueur), et les bilans de masse sont mesurés depuis le milieu du 20^e s. Les fluctuations post PAG sont donc bien connues de façon directe (Zemp et al, 2008). Sur cette période les glaciers alpins ont perdu 50% de leur surface et 2/3 de leur volume, passant de 200-300 km³ en 1850 à 90 ± 30 km³ à l'heure actuelle (Farinotti et al, 2009).

Dans le même temps la hausse des températures mesurées dans la Grande Région Alpine (GAR) a été de l'ordre de 1,4°C (Böhm, 2004), ce qui est le double de la hausse de la température mondiale, et correspond quasiment à l'amplitude de la variabilité thermique holocène. La modélisation a montré en outre que la majorité des glaciers pourrait disparaître d'ici à quelques décennies si les projections de températures données par les scénarios du GIEC s'avéraient exactes au cours du 21^e s (Zemp et al, 2006).

Cette rapidité interroge la notion de variabilité climatique holocène – et les bornes de la variabilité naturelle – et a nourri ces dernières années le débat autour de la part de l'impact anthropique (GES) dans le réchauffement observé. La question sous-jacente est de savoir si ces bornes sont amenés à

être dépassées, auquel-cas le système climatique connaîtrait un emballement qu'il serait difficile de maîtriser.

Les enjeux associés au retrait des glaciers de montagne sont multiples :

- i) Leur disparition de certains bassins versants (*e.g.* Huss et al, 2010b ; Juvet et al, 2011) aura un impact sur le régime hydrologique avec, à terme (deuxième moitié du 21^e s), une baisse des débits annuels. A l'échelle saisonnière, la transition vers un régime nival va entraîner une forte baisse des débits estivaux (Huss et al, 2010a ; 2010b) et un impact sur l'alimentation en eau de certaines régions pour lesquels la fonte estivale représente un apport non négligeable (Huss, 2011).
- ii) Ils ont d'autre part contribué à plus de la moitié de la hausse du niveau marin déjà observée au cours du 20^e s (causée principalement par le retrait des calottes des hautes et basses latitudes) (Meier et al, 2007) même si leur contribution à plus long terme sera inférieure à celle des calottes polaires.
- iii) La réduction de la couverture glaciaire est supposée être un des facteurs favorisant l'occurrence d'un certain nombre d'aléas : instabilités gravitaires (écroulements rocheux), ruptures de poches d'eaux sous glaciaires ou de lacs pro/supra-glaciaires, etc... susceptibles de causer un risque pour les occupations humaines (Huggel et al, 2008).
- iv) L'aspect économique est également important avec une perte d'attractivité de certains sites touristiques (sites glaciaires spectaculaires, ski d'été) (Smiraglia et al, 2008).

Dans ce cadre il paraît important de pouvoir replacer le retrait glaciaire actuel dans un contexte plus large que celui de la fin du PAG pour quantifier au mieux la variabilité climatique holocène (Solomina et al, 2008).

Plusieurs méthodes sont utilisées pour reconstituer le climat sur cette période. Elles reposent sur l'étude de différents *proxies* (*i.e.* indicateurs) – ou archives naturelles – qui sont reconnus pertinents pour la reconstitution de tel ou tel paramètre climatique (*e.g.* les variations des niveaux de lacs pour les précipitations, la largeur ou la densité des cernes d'arbres d'altitude pour la température estivale, etc). Les séries temporelles obtenues permettent de comparer la situation actuelle avec l'amplitude des fluctuations reconstituées dans le passé et de faire ainsi la part du forçage naturel de celle du forçage anthropique.

La construction de chronologies glaciaires bien datées et les plus longues possibles est donc primordiale, et s'est considérablement développée ces dernières décennies, révélant un climat holocène plus complexe que ce qu'il était supposé il y a quelques décennies (Clague et al, 2009 ; Ivy-Ochs et al, 2009 ; Thompson Davis et al, 2009).

Ces chronologies permettent d'évaluer le synchronisme des événements climatiques à différentes échelles spatiales et temporelles, et apportent des éléments pour identifier les forçages qui peuvent en être à l'origine (Luckman et Villalba, 2001 ; Koch et Clague, 2006 ; Winkler et Matthews, 2010a).

I-4. Problématique de l'étude

Les fluctuations glaciaires holocènes sont le parent pauvre des investigations géomorphologiques et paléoclimatiques sur le Quaternaire dans les Alpes françaises. La raison principale est que la plupart des glaciers ont fluctué dans un cadre spatial restreint aux cirques d'altitude depuis le début de cette période. De ce fait les auteurs quaternaristes se sont principalement concentrés sur la reconstitution paléogéographique et chronologique du Dernier Maximum Glaciaire (DMG), et sur les modalités de la déglaciation (identification des stades tardiglaciaires), qui ont laissé une empreinte géomorphologique importante dans le paysage (Hanss, 1982 ; Jorda et al, 2000 ; Cossart, 2005 ; Coutterand, 2010 ; Delunel, 2010).

Les stades holocènes sont de ce fait mal connus – et très rarement datés – dans les Alpes françaises, à l'inverse des Alpes centrales et orientales où les géologues et géomorphologues suisses et autrichiens travaillent activement sur ces problématiques depuis plus de quarante ans (Patzelt et Bortenschlager, 1973 ; Ivy-Ochs et al, 2009 et références citées).

Dans sa thèse portant sur les lacs d'altitude et l'évolution environnementale holocène des milieux de montagne Edouard (1994) note que mis à part quelques travaux sur les glaciers de la vallée de Chamonix « [...] *dans les Alpes françaises, dans les massifs glaciaires de la Vanoise et des Ecrins, les fluctuations glaciaires holocènes ne sont pas connues [...] l'exploration systématique des moraines n'ayant pas été faite [...]. Pourtant les morphologies des moraines latérales sont semblables à celles qui bordent les glaciers suisses, crêtes multiples notamment. Cela suffit, par analogie, à témoigner de l'existence de fluctuations glaciaires pendant l'Holocène dans ces massifs mais un champ d'investigation reste ici ouvert* ». Cette remarque reste amplement d'actualité malgré les travaux effectués depuis cette date.

Le but de ce travail est donc :

- i) de faire le point sur les connaissances concernant les variations glaciaires dans les Alpes européennes
- ii) d'apporter de nouveaux éléments chronologiques visant à mieux contraindre les fluctuations glaciaires holocènes dans les Alpes occidentales. Pour cela la mise en œuvre de différentes méthodes de datation est une nécessité pour s'adapter aux différents contextes biogéographiques, géologiques et géomorphologiques rencontrés.
- iii) de mettre ces résultats en perspective grâce à la comparaison avec d'autres enregistrements issus d'archives naturelles à haute résolution à l'échelle régionale.

En géomorphologie glaciaire de nouvelles méthodes de datation se sont développées ces dernières années et ont permis d'accroître à la fois la précision des datations, et le spectre des matériaux qui peuvent être datés, ouvrant des perspectives importantes dans la quantification des processus (Owen et al, 2009 ; Balco, 2011). L'amélioration des méthodes existantes, comme le radiocarbone, la dendrochronologie et la lichénométrie, et le développement de nouvelles méthodes comme la datation d'exposition par isotopes cosmogéniques produits *in situ* (TCND) et la datation par luminescence stimulée optiquement (OSL) ont permis à ce domaine de se développer d'une manière plus quantitative.

L'approche retenue dans le cadre de ce travail combine l'utilisation de trois méthodes de datation et l'évaluation de leurs potentialités.

I-5. Organisation du manuscrit

Le manuscrit est organisé en six Chapitres répartis en trois Parties.

La **Partie 1** est consacrée à une revue des connaissances actuelles sur le climat holocène. Le Chapitre 1 présente un état de l'art concernant la chronologie des changements climatiques dans la région de l'Atlantique Nord et dans les Alpes européennes pendant l'Holocène et fait le point sur l'identification des principaux forçages à l'œuvre.

Le Chapitre 2 présente les apports et les limites de l'enregistrement glaciaire terrestre pour la reconstitution du climat holocène, et fait la synthèse des connaissances concernant les fluctuations glaciaires dans les Alpes européennes.

La **Partie 2** présente l'application de la méthode dendrochronologique à l'étude des variations glaciaires dans le massif du Mont Blanc. Le Chapitre 3 présente les travaux entrepris sur quatre marges proglaciaires de ce massif avec une approche dendrogéomorphologique.

Le Chapitre 4 discute du potentiel paléoclimatique des données dendrochronologiques acquises, et de la complémentarité de cette méthode vis-à-vis de l'approche géomorphologique.

La **Partie 3** présente la mise en œuvre de deux méthodes de datations par âge d'exposition. Le chapitre 5 est consacré à l'application de la méthode de datation par isotopes cosmogéniques produits *in situ* sur cinq marges proglaciaires réparties sur un transect nord/sud dans les Alpes occidentales. Le chapitre 6 évalue la potentialité de l'utilisation de la lichénométrie pour la datation des surfaces glaciaires de la fin de l'Holocène dans le massif des Ecrins

Chapitre 1

Le climat holocène

1.1. La variabilité climatique holocène et son enregistrement dans la région Nord-Atlantique et dans les Alpes européennes

1.1.1. Les méthodes utilisées pour reconstituer le climat holocène

Différentes archives naturelles et méthodes sont utilisées pour reconstituer les changements climatiques et environnementaux à l'échelle du Pléistocène récent et de l'Holocène.

1.1.1.1. Les carottes de glace

Les carottes de glace polaires permettent un enregistrement en continu de plusieurs paramètres physiques, géochimiques, et ont ainsi permis de reconstituer le climat depuis 800 000 ans (*cf* Introduction Générale). Concernant l'Holocène, des reconstitutions de températures basées sur l'interprétation du signal isotopique existent pour plusieurs sites de carottages groenlandais (*e.g.* Vinther et al, 2009). Dans les Alpes, du fait de l'accumulation neigeuse importante et de conditions plus tempérées induisant une percolation de l'eau de fonte, il n'existe pas de glace ancienne adaptée à des reconstitutions paléoclimatiques. Le seul site où de tels forages ont été effectués est le Colle Gnifetti (4452 m, massif du Mont Rose). Grâce à la faible accumulation et aux températures négatives, la glace basale était présumée atteindre deux millénaires et renfermer un signal isotopique mesurable. De récentes datations montrent que la glace proche du *bedrock* date du début de l'Holocène sur ce site, ce qui en fait la plus vieille des Alpes. Ce forage a livré un enregistrement de $\delta^{18}\text{O}$ des 1500 dernières années qui peut être interprété du point de vue des variations de températures (Boliu, 2006).

1.1.1.2. Les sédiments lacustres et palustres

a. Sédimentologie, géochimie

L'analyse lithologique et géochimique des carottes sédimentaires renseigne sur le climat et/ou les processus d'érosion à l'œuvre dans les bassins versants. Dans les Alpes l'enjeu est souvent pour l'Holocène de faire la part de l'influence respective des composantes climatiques et anthropiques sur le détritisme mesuré dans les sédiments. Il faut donc croiser différents *proxies*, car il existe peu d'indicateurs climatiques univoques (Schmidt et al, 2002 ; 2008 ; Arnaud et al, 2005a ; 2008 ; Debret et al, 2010 ; Giguet-Covex et al, 2011 ; 2012).

Dans les bassins versants glaciaires, l'apparition/disparition des varves et leur épaisseur peut renseigner sur la présence/absence des glaciers et sur leur extension relative (Leeman et Niessen, 1994 ; Leonard, 1997 ; Loso et al ; 2006). Cette approche a surtout été mise en œuvre au Canada et en Scandinavie (Dahl et al, 2003), régions où de très nombreux lacs proglaciaires sont varvés, ce qui n'est pas systématiquement le cas dans les Alpes (*e.g.* Wilhelm et al, 2011). En leur absence, l'influence glaciaire est tracée par la baisse des valeurs de perte au feu, et la hausse de la susceptibilité magnétique et des apports silteux.

Les fluctuations du niveau des lacs peuvent être retracées grâce au protocole développé par Magny (1998) qui repose sur la fréquence relative de différents types de concrétions carbonatées retrouvées dans les carottes prélevées sur la berge littorale. Selon cette typologie chaque morphotype correspond à une hauteur de colonne d'eau croissante. Les variations des niveaux de lacs reflètent le bilan hydrologique du bassin versant résultant de changements en terme de précipitations et d'évaporation (Magny, 2004).

b. Ostracodes

La mesure des isotopes stables de l'oxygène dans la calcite des carapaces d'ostracodes (arthropodes crustacés) prélevés dans les sédiments permet de déterminer la composition isotopique des précipitations, et donc de reconstituer les températures. Cette méthode a été appliquée à certains lacs préalpins (Von Grafenstein et al, 1999 ; Schwander et al, 2000).

c. Pollens

Historiquement l'étude des pollens a été utilisée pour reconstituer l'histoire de la végétation et approcher ainsi une histoire du climat (*e.g.* Burga, 1988). La palynologie est à l'origine de la formalisation des palynozones qui sont des chronozones utilisées dans la communauté paléoclimatique pour subdiviser le Pleistocène supérieur et l'Holocène (voir Mangerud et al, 1974). Malgré des limites peu précises cette nomenclature est encore utilisée. Dans les Alpes les ratios entre pollens arboréens et non-arboréens (AP/NAP) mesurés dans des tourbières d'altitude au-delà de la limite de la forêt ont permis de mettre en évidence pour la première fois les périodes froides holocènes (Zoller, 1960 ; 1967 ; 1977 ; Bortenschlager 1970 ; 1977).

Les assemblages polliniques sont également utilisés pour reconstituer quantitativement certaines variables climatiques (*e.g.* Davis et al, 2003 ; Ortu et al, 2008). Il s'agit pour cela de comparer les assemblages fossiles avec des « analogues », c'est-à-dire des spectres polliniques contemporains provenant de biomes qui existent sous des conditions climatiques connues.

d. Chironomes

L'étude des assemblages de capsules céphaliques de *Chironomidae* (sorte de diptère) fossiles prélevés dans les sédiments lacustres permet, grâce à l'application d'une fonction de transfert (sur le modèle des pollens) de reconstituer les températures estivales (Heiri et al, 2003 ; Millet et al, 2009 ; Ilyashuk et al, 2011). Ce champ de recherche étant relativement récent la résolution des reconstructions continue de s'améliorer. La principale difficulté étant de trouver des analogues modernes pour certaines périodes froides ce qui induit une perte de sensibilité de l'enregistrement (*e.g.* Ilyashuk et al, 2011 sur les derniers 4000 ans ; Fig.1.1e)

1.1.1.3. Les fluctuations des glaciers

Comme ce sont des intégrateurs de différents paramètres climatiques (températures estivales, précipitations hivernales), et qu'ils ont un faible temps de réponse, les glaciers de type alpin sont reconnus comme particulièrement aptes à la reconstitution des changements climatiques holocènes (Porter et Denton 1967 ; Denton et Karlén, 1973 ; Furrer et al, 1987).

Les méthodes utilisées sont l'étude stratigraphique des dépôts glaciaires (Schneebeli et Röthlisberger, 1976) et de la fraction minérogénique des sédiments déposés dans les tourbières sous influence glaciaire (Patzelt, 1974 ; Matthews et al, 2005 ; Shakesby et al, 2007). Dans tous les cas la datation au radiocarbone de la matière organique ne permet que de « bracketer » l'âge de l'avancée glaciaire. D'autres méthodes permettent d'obtenir des âges d'exposition minimum : en se basant par exemple sur la colonisation des roches par les lichens (lichénométrie). Plus récemment la datation directe du matériel déposé par le glacier est devenue possible avec la détermination d'âges d'exposition par les isotopes cosmogéniques produits *in situ* (TCND), ou de durée d'enfouissement

par Luminescence Stimulée Optiquement (OSL).

Enfin des méthodes de datation relatives sont également employées pour établir une morphostratigraphie des dépôts glaciaires : degré de pédogénèse des moraines, ou niveau d'altération chimique des roches présentes sur ces dépôts (marteau de Schmidt)

1.1.1.4. Les variations de la limite supérieure des arbres (*treeline*)

L'étude de l'évolution d'écotones particulièrement sensibles comme la limite supérieure de la forêt est pertinente puisqu'ils réagissent rapidement (échelle décennale) lorsque certains seuils climatiques critiques sont dépassés (Reasoner et Tinner, 2008). Les approches les plus adaptées à la reconstitution de ses variations sont l'étude des macro- et mégafossiles, et l'anthracologie, qui retranscrivent de façon plus fiable que les pollens l'image de la végétation locale (Edouard et al, 1991 ; 1992 ; 2002 ; Nicolussi et al, 2005 ; Reasoner et Tinner 2008 ; Talon, 2010).

Plusieurs indicateurs paléocéologiques de dépression de la *treeline* ont été utilisés pour identifier les périodes froides de l'holocène. Haas et al (1998) ont ainsi déterminé 8 périodes froides et humides en Europe centrale d'après l'étude de sites suisses d'altitude et du Plateau.

Dans les Alpes centrales et orientales, l'analyse d'un grand nombre de mégafossiles ligneux provenant de la limite supérieure de la forêt a permis la constitution d'un référentiel dendrochronologique (*Eastern Alpine Conifer Chronology, EACC*) qui couvre en continu les 9100 dernières années (Nicolussi et al, 2004 ; 2009 ; Nicolussi, 2009b). Sa réplification (*i.e.* nombre d'individus par année) est censée refléter, au moins en partie, l'évolution climatique des Alpes orientales puisqu'elle est conditionnée par la densité d'arbres présents en limite supérieure de la forêt, même si certains biais peuvent affaiblir ce signal (*e.g.* stratégie d'échantillonnage, impact anthropique). En effet sur la seconde moitié de l'Holocène l'utilisation des fluctuations de la *treeline* comme un indicateur climatique univoque est moins fiable étant donné l'impact anthropique croissant sur les sites d'altitude depuis le 6^e millénaire BP (Vorren et al, 1993 ; Berthel et al, 2012), et encore davantage depuis l'Age du Bronze (Wick et Tinner 1997 ; Bortenschlager, 2000 ; Nicolussi et al, 2005 ; David, 2010).

1.1.1.5. Les cernes d'arbres

Les séries temporelles de cernes d'arbres constituent l'une des archives environnementales les plus précises. Plusieurs paramètres peuvent être mesurés dans l'optique de reconstitutions paléoclimatiques (largeur de cerne, densité, isotopes stables). Les conifères poussant en limite supérieure de la forêt sont particulièrement sensibles aux températures estivales.

Dans les Alpes plusieurs chronologies dépassant le dernier millénaire existent pour l'étage subalpin. Elles ont été intégrées à des reconstitutions de températures (Büntgen et al, 2005a ; 2006 ; Corona et al, 2010a ; 2010b). Néanmoins l'appréhension de la variabilité climatique holocène au delà du dernier millénaire à l'aide de cette archive est délicate du fait des traitements statistiques poussés nécessaires à la mise en évidence de tendances multi-séculaires (méthodes de standardisation des séries temporelles, voir Chapitre 4).

1.1.1.6. Les spéléothèmes

La mesure des isotopes stables de l'oxygène contenus dans les spéléothèmes (*i.e.* concrétions carbonatés dans le karst) ont permis de reconstituer les températures et surtout les précipitations de certains sites d'altitude dans les Alpes sur l'Holocène. Les séries de $\delta^{18}\text{O}$ mesurés dans les

spéléothèmes de la grotte Spannagel (2300 m, Tyrol, Autriche) combinées dans la courbe COMNISPA sont interprétés comme un signal mixte de températures et de précipitations et représentent une archive paléoclimatique de grande qualité qui couvre la majeure partie de l'Holocène (Vollweiller, 2006 ; Mangini et al, 2005 ; 2007). La forte amplitude des fluctuations mesurées, plus importante que celle reconstituée d'après les cernes d'arbres, s'expliquerait par la sensibilité de l'enregistrement aux conditions hivernales, alors que les arbres enregistrent surtout les températures estivales.

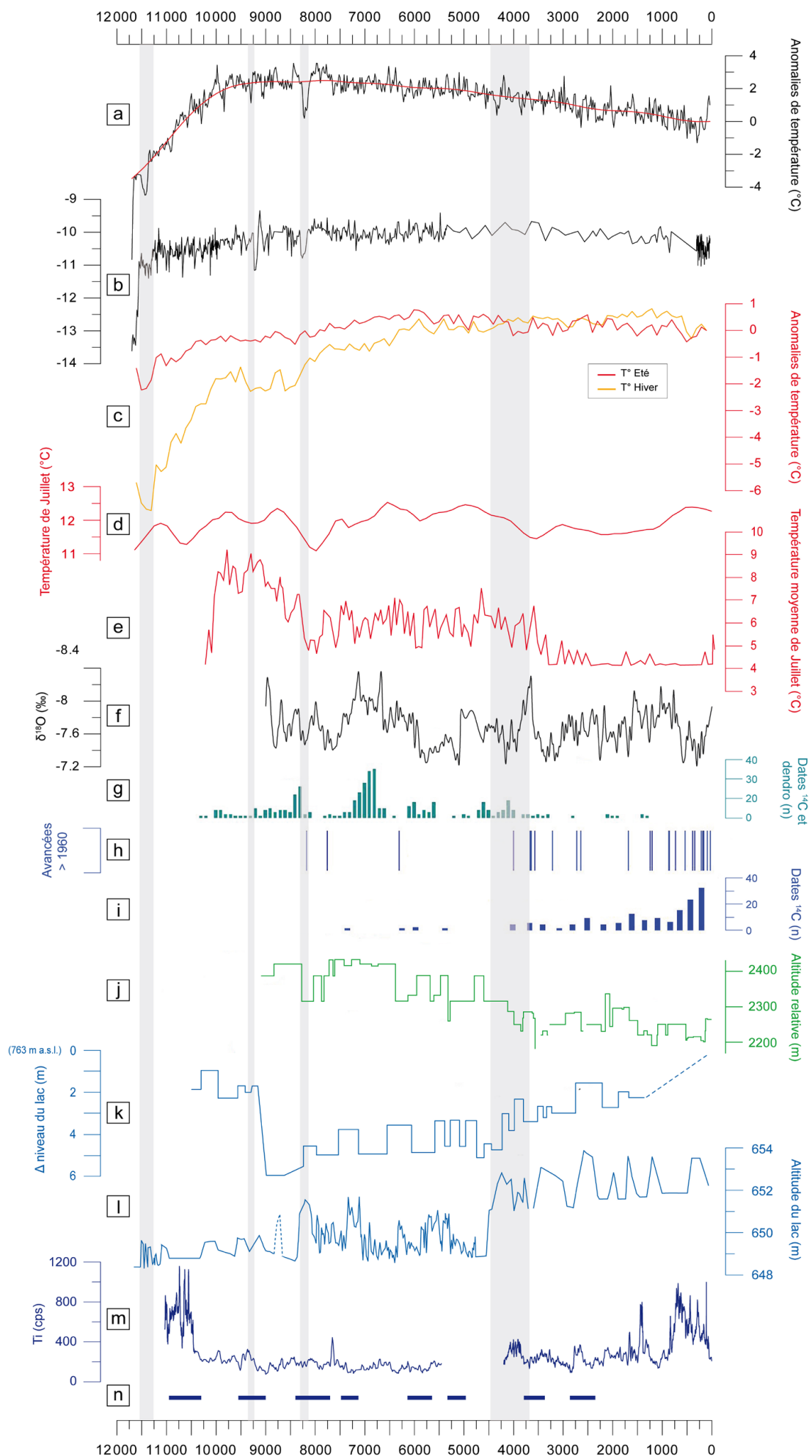
Sur un site particulièrement propice, l'étude de spéléothèmes situés dans des cavités juxtaglaciaires s'est avérée pertinente pour la reconstitution des variations d'épaisseur d'un glacier au droit de la cavité, et le développement d'une chronologie des avancées et retraits holocènes (Luetscher et al, 2011).

L'avantage majeur de cette archive est sa datation car les modèles d'âge déterminés par la méthode U/Th sont extrêmement précis et en âge calendaire, contrairement au radiocarbone.

Fig. 1.1. (ci-contre) Le cadre paléoclimatique holocène alpin.

(a) Températures reconstruites d'après les enregistrements de $\delta^{18}\text{O}$ des forages Renland et Agassiz (Groenland, 71°N et 80°N) exprimées en termes d'anomalies par rapport à la température actuelle : moyenne sur 20 ans (noir) et filtre millénaire (rouge) (Vinther et al, 2009) ; (b) $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations mesurés sur des ostracodes du lac Ammersee (Allemagne, 47°N) (Von Grafenstein et al, 1999) ; (c) Reconstitution de températures (T° moy. été et hiver) sur l'Europe centrale occidentale (45-55°N) d'après les assemblages polliniques (Davis et al, 2003) ; (d) Températures de juillet reconstituées d'après les assemblages de chironomes du Lac Hinterburgsee (1515 m, 46°43'N, Suisse centrale). Enregistrement lissé avec un filtre LOESS (Heiri et al, 2003) ; (e) Températures de juillet reconstituées d'après les assemblages de chironomes du lac Schwarzsee ob Sölden (2796 m, 46°57'N, Tyrol, Autriche) (Ilyashuk et al, 2011) ; (f) Enregistrement COMNISPА représentant la combinaison des mesures de $\delta^{18}\text{O}$ sur 3 spéléothèmes de la grotte Spannagel (2347 m, 47°N, Tyrol, Autriche) (Vollweiler et al, 2006) ; (g) Compilation des dates ^{14}C et dendrochronologiques indiquant des périodes d'extension glaciaires plus réduites que l'actuel dans les Alpes orientales et centrales (Nicolussi, 2009a, d'après Hormes et al, 2001 ; Joerin et al, 2006 ; 2008) ; (h) Périodes d'avancées du Gepatschferner (Tyrol, Autriche) dépassant l'extension de 1960 AD pendant l'Holocène (Nicolussi et Patzelt, 2001 ; Nicolussi, 2009a) ; (i) Compilation des dates ^{14}C indiquant des phases d'extension glaciaire maximale pendant l'Holocène (compilé par Nicolussi, 2009b d'après Furrer et al, 1987) ; (j) Variations de l'altitude de la treeline dans le Kaunertal (46°53'N, Tyrol, Autriche) déduites de datations dendrochronologiques sur bois subfossiles (Nicolussi et al, 2005) ; (k) Variations du niveau du lac Cerin (764 m, 45°46'N, Jura, France) (Magny et al, 2011b) ; (l) Variations du niveau du Lac Ledro (652 m, 45°87', Trentin, Italie) (Magny et al, 2009a) ; (m) Concentration en titane dans la carotte LDB04 du lac du Bourget reflétant les périodes de crues du Rhône dans le lac, et donc des périodes humides sur le bassin versant (Jacob et al, 2008) ; (n) Phases froides et humides sur l'Europe centrale déduite de l'étude paléoécologique de plusieurs lacs suisses (Haas et al, 1998).

Les événements froids du début de l'Holocène au Groenland (d'après Rasmussen et al, 2007), et la période de transition du milieu de l'Holocène représentée par l'oscillation 4.5-3.8 ka (d'après Magny et al, 2009b) sont figurés par les intervalles en grisé. Tous les enregistrements ont été alignés sur une échelle commune (ka avant 2000 AD), et tronqués à 11.7 ka.



1.1.2. La variabilité climatique holocène

Nous présentons dans cette partie une synthèse de l'évolution climatique depuis le dernier maximum glaciaire basée sur les archives naturelles présentées au § 1.1.1. Les connaissances actuelles sur la chronologie glaciaire holocène dans les Alpes seront abordées plus spécifiquement à la Section 2.3.

1.1.2.1 La transition Pleistocène Supérieur-Holocène

a. Le Dernier Maximum Glaciaire (DMG)

Le Dernier Maximum Glaciaire correspond au dernier maximum d'englacement au niveau mondial et coïncide avec le Stade Isotopique Marin 2 (MIS 2) situé vers 20 ka¹ d'après les enregistrements isotopiques groenlandais.

La corrélation des séries isotopiques avec les chronologies glaciaires continentales (*e.g.* alpine) pose souvent problème (Schoeneich, 1998a). Dans les Alpes, la reconstitution des glaciations quaternaires repose sur la description et la datation des dépôts glaciaires et fluvioglaciaires situés sur les piémonts (Penck et Bruckner, 1901/1909 ; Preusser et al, 2003 ; Schluchter, 2004).

Le dernier cycle glaciaire (Würm) a été marqué par plusieurs périodes d'avancées des glaciers durant lesquelles des lobes de piémont se sont formés, mais l'ampleur relative de ces avances, et donc l'âge de la plus importante, fait encore débat. Certains auteurs sont partisans d'un maximum précoce, antérieur au MIS 2 (*e.g.* Guiter et al, 2005 ; 2006 ; Triganon et al, 2005), peut être au MIS 4 (~ 60 ka), tandis que pour les auteurs suisses qui travaillent sur les glaciers du Rhin et du Rhône ce maximum aurait eu lieu vers 30 ka et 21-20 ka (datations ¹⁴C, OSL et cosmogéniques), c'est-à-dire pendant le maximum d'englacement mondial (Preusser et al, 2003 ; 2006 ; Ivy-Ochs et al, 2004 ; 2008).

Coutterand (2010) a effectué une synthèse des travaux existants sur cette problématique et une reconstitution de l'englacement lors du DMG dans les Alpes nord-occidentales.

b. Le Tardiglaciaire : 19-11.7 ka

Le Tardiglaciaire commence avec la dislocation rapide des lobes de piémont du DMG vers 19 ka et se termine vers 11.7 ka au début de l'Holocène. Il est marqué, entre 14.7 ka et 12.9 ka, par un interstade prononcé, le Bolling-Allerod (BA).

La récurrence du Dryas Récent a été la dernière période froide du Pléistocène. Cet épisode relativement court (12.9-11.7 ka ; Rasmussen et al, 2006) et brusque fait l'objet d'une attention particulière dans la communauté des paléoclimatologues (Alley, 2000). Ses causes sont encore mal comprises (Broecker et al, 2010), de même que sa signature spatiale puisqu'il a été reconnu dans un premier temps surtout dans la région Nord-Atlantique, et que les quelques preuves de son occurrence dans les moyennes latitudes de l'hémisphère sud restent très discutées (Lowell et Kelly, 2008).

Le Dryas récent est particulièrement visible dans les carottes de glace du Groenland et dans les sédiments lacustres (Von Grafenstein et al, 1999 ; Schwander et al, 2000). A Gerzensee (Suisse), les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ permettent d'estimer le refroidissement moyen à ~ 2°C en dessous des valeurs actuelles pendant l'Allerod et à ~5°C pendant le Dryas Récent (Von Grafenstein et al, 2000).

¹ Le terme ka est employé comme équivalent de cal BP, *i.e.* années calendaires avant 1950 AD.

c. Le début de l'Holocène : 11.7-7.5 ka

La limite stratigraphique Pleistocène supérieur / Holocène, a récemment été fixée à 11.7 kyr b2k (*i.e.* avant 2000 AD) (Walker et al, 2009). Cette transition coïncide avec un changement climatique extrêmement abrupt puisque les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ dans les lacs préalpins de Gerzensee et Leysin remontent à des niveaux holocènes (*i.e.* une augmentation de 3 à 4°C) dans un laps de temps de 48 ans (Schwander et al, 2000 ; Von Grafenstein et al, 2000).

Le début de l'Holocène est donc une période de transition et de réorganisation. Malgré le réchauffement rapide et la recolonisation végétale dans les latitudes moyennes comme la région alpine, le climat des régions boréales va être soumis à l'influence des calottes glaciaires (Renssen et al, 2009), jusqu'à leur disparition totale vers 9 ka.

Le réchauffement très abrupt de cette période est associé à une recolonisation rapide de la végétation en montagne. La limite des arbres remonte au delà de 2000 m dans les Alpes internes dès le début du Préboréal. Des arbres poussaient déjà au delà de 2000 m dès 11.7 à 11.35 ka (Tinner et Kaltenrieder, 2005 ; Blarquez et al, 2010). Le début de l'EACC vers 9.1 ka indique également que les conditions étaient favorables pour la croissance des arbres à haute altitude au moins depuis cette période (Nicolussi et al, 2009). La période 9-8.5 ka est marquée par une *treeline* très élevée dans les Alpes orientales, similaire aux maxima holocènes Atlantiques (Nicolussi et al, 2005).

Du fait d'un maximum d'insolation estival et d'un minimum hivernal le climat du début de l'Holocène dans les Alpes et les Pyrénées est marqué par une forte saisonnalité avec des hivers froids et des étés très chauds à sécheresses fréquentes (Davis et al, 2003 : Fig. 1.1c ; Pla et Catalan, 2005 ; Joerin et al, 2008 ; Wanner et al, 2008).

Le début de l'Holocène a néanmoins été marqué par plusieurs épisodes froids abrupts et relativement brefs, dont les causes seraient liées à la disparition des calottes Laurentides et Fennoscandiennes. Les débâcles périodiques des lacs drainant ces calottes auraient ralenti la circulation océanique dans l'Atlantique nord et refroidi le climat de l'Hémisphère nord à plusieurs reprises (Nesje et al, 2004 ; section 1.2), notamment durant « **l'Oscillation Préboréale** » (PBO, 11.35-11.1 ka) (Bjorck et al, 1997), l'« **évènement 9.3 ka** » (Fleitmann et al, 2008 ; Yu et al, 2010) et l'« **évènement 8.2 ka** » (Alley et al, 1997). Un enregistrement continu et précisément daté ($<10^1$ ans) des oscillations climatiques du début de l'holocène est donné par les anomalies des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ dans les carottes de glace du Groenland (Rasmussen et al, 2007).

Dans la région alpine ces pulsations froides du début de l'Holocène ont été reconnues dans plusieurs archives mais les corrélations entre enregistrements restent souvent limitées par la précision du radiocarbone. Leur identification repose principalement sur des études paléoécologiques combinant palynologie, anthracologie et macrorestes végétaux :

- La **PBO** est présente dans les enregistrements isotopiques des lacs de Gerzensee et de Leysin (Schwander et al, 2000). Elle se traduit également par de hauts niveaux lacustres sur les lacs jurassiens (Magny et al, 2007b).

- Une **phase froide préboréale** a été identifiée au niveau de la limite supérieure de la forêt entre 10.7 et 10.2 ka (la phase **CE-1** de Haas et al (1998), également décrite par Tinner et Kaltenrieder (2005). Elle pourrait correspondre à la phase de *Palü* identifiée dans plusieurs diagrammes polliniques (Zoller et al, 1998) mais faiblement contrainte chronologiquement (Ivy-Ochs et al, 2009).

- La phase froide de **Schams-Oberhalbstein** (Maisch et al, 1999) apparaît globalement contemporaine de la phase **CE-2** de Haas et al (1998) et de l'**évènement 9.3 ka**.

- Entre **9.2 et 8.2 ka** de très nombreux proxies convergent pour mettre en évidence un premier **optimum climatique** marqué : position de la treeline très élevée (Nicolussi, 2009b), niveaux de lacs très bas (Magny, 2004) et forte hausse des températures hivernales/printanières (Pla et Catalan, 2005).

- L'**événement 8.2 ka** a reçu beaucoup d'attention puisqu'il représente l'anomalie la plus proéminente dans les enregistrements groenlandais et qu'il a été observé dans un grand nombre de *proxies*, principalement autour de l'Atlantique nord (Alley et al, 1997 ; Rohling et Pälike, 2005 ; Alley et Agustsdottir, 2005). La baisse des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ observée durant cet événement correspond à une chute de plusieurs degrés, Alley et al (1997) relèvent par exemple un refroidissement de 6°C au Groenland. Cet événement fut très brusque, sa durée étant évaluée à ~200 ans, mais se surimposa sans doute à un faible refroidissement de basse fréquence (Rohling et Pälike, 2005).

Dans la région alpine l'enregistrement isotopique du lac d'Ammersee révèle un refroidissement de la température moyenne annuelle de 1,7°C (Von Grafenstein et al, 1998) mais l'on peut noter que l'événement **9.3 ka** présente une anomalie aussi marquée – voire plus importante – dans cet enregistrement (Fig. 1.1b) ; ce qui est également le cas dans les Pyrénées (Pla et Catalan, 2005) et dans d'autres séries de l'hémisphère nord (Fleitmann et al, 2008).

L'événement 8.2 ka a été charnière, car malgré sa rapidité, la végétation a répondu immédiatement : baisse de la treeline, augmentation des taxons adaptés à des conditions plus humides (Tinner et Lotter 2001 ; Kofler et al, 2005). La transition entre les chronozones Boréal et Atlantique correspondrait ainsi à une période de forte variabilité climatique dans les Alpes et à la transition d'un climat continental frais et sec à un climat plus océanique humide et doux (Tinner et Lotter, 2001). De nombreuses études récentes font ainsi état de conditions très humides entre 8.4-8.2 et ~ 7.5 ka ponctuées de pulsations froides, notamment vers **7.8-7.5 ka** (voir Haas et al, 1998 ; Heiri et al, 2003 ; 2004 ; Magny, 2004 ; Magny et al, 2003 ; Pla et Catalan, 2005 ; Nicolussi et al, 2009 ; Valsecchi et Tinner, 2010 ; Spötl et al, 2010 et les références citées). Ces refroidissements abrupts postérieurs au « 8.2 ka » furent suffisamment marqués pour entraîner des épisodes de mortalité chez les arbres du domaine montagnard comme précédemment mis en évidence par Zoller (1960) avec la phase du Misox. Ces conditions ont en outre été favorables aux glaciers qui ont connu des avancées à cette époque avant le net réchauffement de ~7.5 ka.

Les preuves de la réponse des glaciers dans les Alpes à ces événements du début de l'holocène sont encore ténues, mais cette problématique a fait l'objet d'un nombre croissant de travaux ces dernières années (section 2.3)

1.1.1.2 L'Holocène moyen : 7.5-4.2 ka

C'est durant la période 7.5-6.5 ka que la limite supérieure des arbres atteint ses plus hauts niveaux (Ravazzi et Aceti, 2004 ; Nicolussi et al, 2005 ; Talon, 2010). Les températures estivales se situent alors au niveau de celles de la fin du 20^e s et du début du 21^e s (Nicolussi, 2009a).

Une première dégradation climatique met fin à cet optimum à partir de 6.7 ka, elle culmine vers 6.4-6.3 ka comme indiqué par la baisse de la limite supérieure de la forêt et la baisse des températures estivales enregistrées par les chironomes (Heiri et al, 2003). De hauts niveaux de lacs sont également contemporains de cet épisode (Magny, 2004). Ce refroidissement correspondrait à la péjoration du Rotmoos I identifiée par une baisse du rapport AP/NAP dans les sédiments de la tourbière d'altitude de Rotmoos dans les Alpes autrichiennes (Bortenschlager, 1970).

Après un réchauffement, une seconde dégradation du climat est enregistrée à partir de 5.7 ka. Elle culmine vers 5.3 ka avec une limite des arbres qui s'abaisse fortement dans les Alpes centrales

et orientales (Tinner et Theurillat, 2003 ; Nicolussi, 2009a) et une hausse des niveaux lacustres en Europe centrale matérialisée par trois épisodes successifs de transgression entre 5.6 et 5.3 ka (Magny et Haas, 2004 ; Magny et al, 2006). Elle est corrélée avec la péjoration du Rotmoos II (Bortenschlager, 1970). Les pulsations froides enregistrées entre *ca* 6.3 et 5.0 ka peuvent être également rapprochées des épisodes baptisés Piora I et II dans les Alpes suisses (Zoller, 1960, Zoller et al, 1966 ; Bircher, 1982 ; Renner, 1982). Cette période qui voit une progression de certains glaciers alpins marque pour certains auteurs la fin de l'Optimum Climatique Holocène (aussi appelé *Hypsithermal*) et le début du Néoglaciale (*e.g.* Baroni et Orombelli, 1996 ; Orombelli, 1998 ; Steig, 1999 ; Wanner et al, 2008). Cette péjoration prendrait fin vers 5.2 ka comme l'indique la forte remontée de la limite des arbres dans les Alpes orientales (Nicolussi, 2009a).

Au cours du cinquième millénaire BP un troisième optimum climatique a pu être mis en évidence. Il est marqué par une limite supérieure de la forêt élevée (Bircher, 1982 ; Nicolussi, 2009a), une recolonisation végétale des marges proglaciaires dans le Valais (Holzhauser, 2007) et des températures estivales très élevées, potentiellement supérieures à celle de l'optimum Atlantique (Millet et al, 2008 ; Ilyashuk et al, 2011).

1.1.2.3. Le Néoglaciale (~4.2 ka-1860 AD)

La limite temporelle de la période Néoglaciale ne fait pas consensus et dépend largement de la définition qu'on en donne (Wanner et al, 2008). Nous l'entendons ici comme définissant la seconde partie de l'holocène marquée par des conditions globalement plus froides et humides que la première, et pendant laquelle aucun optimum climatique multiséculaire (>500 ans) n'a été identifié.

Nous avons pris comme limite ~4.2 ka en considérant l'évolution de basse fréquence de proxies tels que les températures estivales déduites des assemblages de chironomes et de pollens, les avancées glaciaires (voir § 2.3.3), les variations de la limite de la forêt ou les niveaux des lacs, qui tous montrent un *shift* important à partir de cette période (Fig. 1.1). La convergence de plusieurs indicateurs fait ressortir cette période comme une transition majeure à l'échelle holocène (Paasche et Bakke, 2009 ; Wanner et al, 2011). Après le refroidissement sensible du 6^e millénaire BP, les conditions climatiques qui prévalent à partir de 4.2 ka s'apparentent plus à celles qui ont eu cours entre la mi-19^e s et le milieu du 20^e s (Nicolussi, 2009a).

Néanmoins la période autour de 4.2-4.0 ka apparaît contrastée selon les enregistrements : l'enregistrement glaciaire est ambivalent car certains travaux mettent en évidence une période de contraction (Hormes et al, 2001 ; Joerin et al, 2006) alors que des avancées – dont certaines importantes – sont également relatées (Zumbühl et Holzhauser, 1988 : 233 ; Holzhauser, 2007 ; Holzhauser 2011, com. pers ; voir § 2.3.3.1). La forte instabilité climatique de la période 4.6-4.0 ka observée dans l'enregistrement palynologique d'un lac d'altitude autrichien est avancée par Schmidt et al (2002) pour expliquer ces désaccords apparents.

L'évènement « 4.2 ka » est connu pour être à l'origine des sécheresses les plus importantes de l'Holocène au Moyen-Orient et sur le pourtour méditerranéen mais sa signature spatiale est contrastée puisque des conditions plus humides ont prévalu durant cet épisode sur l'Europe au nord de ~40°N comme indiqué par les niveaux des lacs (Magny et al, 2009b). A partir de la fin du 5^e millénaire BP un certain nombre de lacs du pourtour de l'arc alpin connaissent une hausse abrupte de leurs niveaux qui se maintiennent à un niveau élevé pendant les millénaires suivants (*e.g.* Magny et al, 2011b : Fig. 1.1k-l). L'enregistrement du détritisme dans les lacs péri-alpins comme le lac du Bourget montre clairement une augmentation des apports dans la seconde moitié de l'Holocène après 4.2 ka (Fig. 1.1m).

Plusieurs périodes à climat humide et froid ponctuent le Néoglaciale (*e.g.* 4.2, 3.5, 2.8, 1.5 ka). Le terme L.I.A.T.E.'s (*i.e.* *Little Ice Age-Type Events*) a été proposé pour qualifier ces événements par analogie avec le dernier d'entre eux (Matthews et Briffa, 2005 ; Matthews et Dresser, 2008). Ils représentent des avancées glaciaires de plus en plus fréquentes entrecoupées de retraits relativement brefs dont l'analogie le plus récent est « l'Anomalie Climatique Médiévale » (MCA) (~850-1150 AD). Ces épisodes froids multiséculaires vont culminer lors du Petit Age Glaciaire qui dura une grande partie du dernier millénaire (Grove, 2004). Cette dernière oscillation MCA/PAG a fait l'objet d'une littérature abondante, puisque son étude permet la mise en perspective du réchauffement actuel. La définition temporelle du PAG, concept basé sur l'enregistrement glaciaire mais qui a dérivé vers une acception climatique, varie selon les auteurs (Matthews et Briffa, 2005). Nous distinguerons un PAG *s.l.* (1150-1860 AD) basé sur l'émergence de preuves d'activité glaciaire dès la fin de la MCA (voir § 2.3.3), du PAG *s.s.* (1550-1860 AD) tel qu'il est décrit de façon classique (Grove, 1988).

1.1.2.4. Synthèse du climat holocène

Le climat du début de l'Holocène a ainsi atteint des niveaux thermiques proches de ceux du milieu du 20^e s relativement tôt. Il a été marqué par quelques pulsations froides très abruptes mais de courte durée. La saisonnalité est très prononcée en comparaison de la seconde moitié de l'Holocène, avec une humidité globalement importante et de fréquents retours à des conditions froides jusqu'à 9.3 ka. Puis, des conditions très sèches ont prévalu jusque ~8.2 ka, avant que la transition Boréal / Atlantique ne soit à nouveau marquée par une forte humidité et une relative fraîcheur.

L'Holocène moyen souvent défini comme l'Optimum Climatique Holocène (Renssen et al, 2009) se caractérise par un climat chaud qui devient graduellement plus sec à partir de ~7 ka. La limite supérieure de la forêt est à haute altitude, tandis que les glaciers alpins connaissent une contraction qui ne sera plus atteinte par la suite, avant le 20^e siècle.

Enfin, la seconde moitié de l'Holocène voit une baisse graduelle des températures et une recrudescence de l'activité hydrologique qui commence vers 5.8-5.5 ka, puis est plus marquée après ~4.2-4.0 ka, en parallèle la limite des arbres s'abaisse fortement, sous l'influence conjuguée de facteurs climatiques et anthropiques.

Pendant les derniers 4000 ans, les épisodes chauds et secs n'ont jamais été aussi longs que ceux du début et du milieu de l'Holocène tandis que plusieurs périodes fraîches et humides séculaires à millénaires se sont succédées.

1.2. Les mécanismes du climat holocène

Le climat holocène, relativement stable, a néanmoins été marqué par de nombreux changements climatiques (Mayewski et al, 2004 ; Wanner et al, 2008). Leur faible amplitude (pas plus d' 1°C à 2°C) rend difficile la mise en évidence des facteurs déclencheurs. La plupart de ces changements climatiques sont vraisemblablement dus à la combinaison de forçages agissant sur des échelles de temps différentes, ainsi qu'aux rétroactions au sein du système climatique terrestre (Bradley, 2003).

Les forçages externes opèrent à différentes échelles temporelles : multimillénaire (forçage orbital), décennale à séculaire (variations de l'activité solaire)

Davantage de complexité est introduite si l'on considère des forçages internes ponctuels qui peuvent se surimposer aux précédents sur des échelles décennale à interannuelle (*e.g.* forçage volcanique), et les processus de redistribution de l'énergie qui opèrent à l'intérieur du système climatique et qui constituent les forçages internes.

1.2.1 Les forçages externes

1.2.1.1. Le forçage orbital

Les paramètres orbitaux de la terre (excentricité, obliquité, précession) conditionnent pour partie la quantité d'énergie solaire arrivant au sommet de l'atmosphère. Ils varient dans le temps selon des périodicités connues et peuvent donc être calculés pour le passé de même que pour l'avenir (Milankovitch, 1941 ; Berger, 1978).

L'insolation d'été (juillet) aux hautes latitudes de l'hémisphère nord a atteint un maximum vers 11 ka ($\sim 40 \text{ W/m}^2$ plus importante qu'aujourd'hui), et baisse ensuite au cours de l'Holocène. A l'inverse l'insolation hivernale a augmenté aux mêmes latitudes impliquant une diminution de la saisonnalité. Le schéma est inverse dans l'hémisphère sud avec un maximum d'insolation à la fin de l'Holocène (Fig. 1.2).

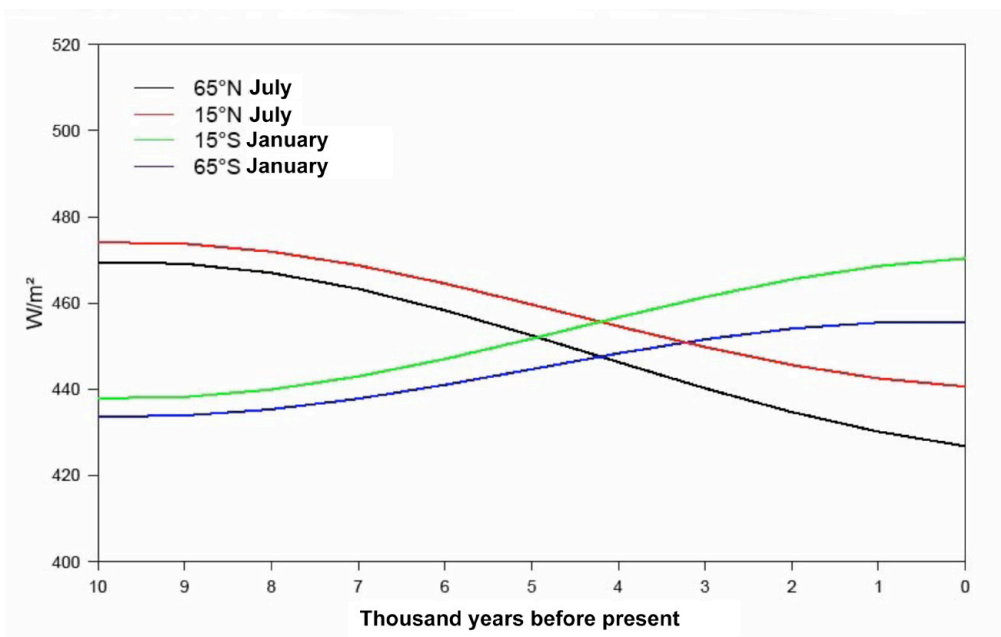


Fig. 1.2. Variations de l'insolation estivale pour différentes latitudes des deux hémisphères (Wanner, 2009)

C'est ce forçage qui expliquerait l'asynchronisme apparent entre les extensions glaciaires relatives des deux hémisphères (Koch et Clague, 2006 ; Schaefer et al, 2009) : des maxima holocènes auraient été atteints généralement à la fin de l'Holocène dans l'hémisphère nord mais au début/milieu de l'Holocène dans l'hémisphère sud. Mais les chronologies glaciaires sur lesquelles reposent ces études ne sont pas encore très bien contraintes, particulièrement dans l'hémisphère sud. De plus, l'impact climatique du forçage orbital a été atténué dans l'hémisphère sud par le rôle de l'océan dans les transferts de chaleur.

1.2.1.2. L'activité solaire

Les observations directes de l'activité du soleil remontent au début du 17^e s. Elles sont basées sur l'observation des tâches solaires, qui sont des concentrations du flux magnétique à la surface du soleil. Comme l'éclairement solaire total, ou irradiance totale (TSI), est corrélé positivement avec le nombre de tâches solaires plusieurs reconstitutions de ce paramètre existent pour les quatre derniers siècles (Hoyt et Schatten, 1998). La rareté voire l'absence de ces tâches définit les grands minima solaires qui ont ponctué le Petit Age Glaciaire (Eddy, 1976 ; Fig 1.3). Depuis la seconde moitié du 20^e s les tâches solaires sont nombreuses et indiquent une période d'activité solaire relativement inhabituelle à l'échelle de l'Holocène (Solanki et al, 2004).

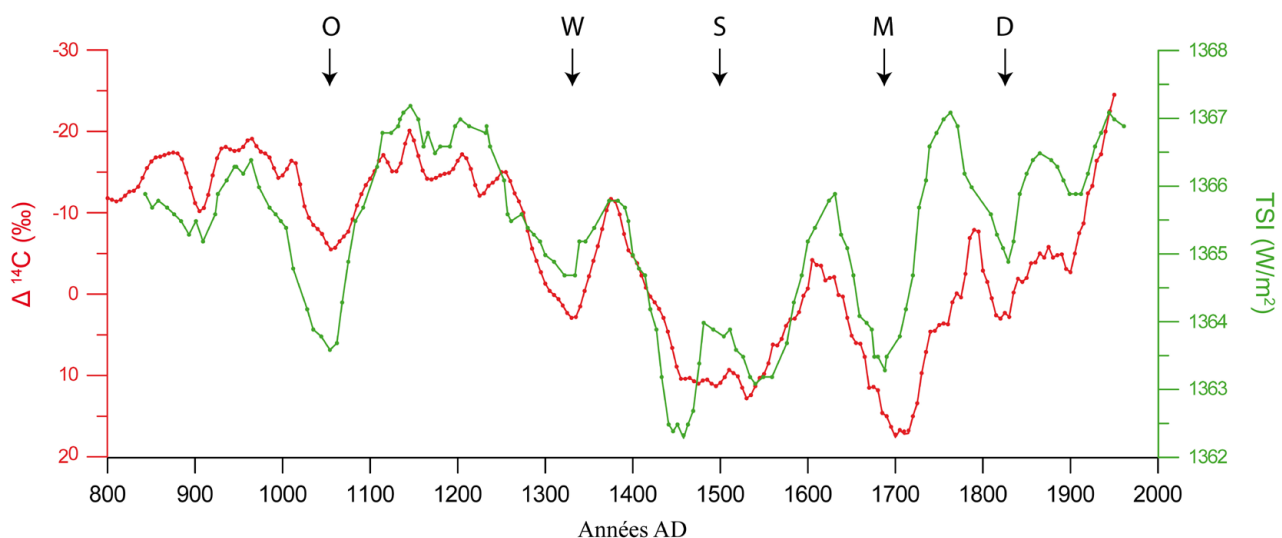


Fig. 1.3. Comparaison de deux reconstitutions indépendantes de l'activité solaire depuis 800 AD basées sur des proxies différents : le ^{14}C résiduel de la courbe de calibration INTCAL09 mesuré dans les cernes d'arbres (en rouge) (Reimer et al, 2009), et l'irradiance totale (TSI) déduite de la mesure du ^{10}Be dans une carotte de glace antarctique (en vert) (Bard et al, 2000 ; 2007). Noter la concordance entre les deux séries, ainsi que l'occurrence de grand minima solaires sur cette période (O : Oort, W : Wölf, S : Spörer, M : Maunder, D : Dalton). La courbe INTCAL a été inversée afin que les minima soient vers le bas.

La reconstruction de l'activité solaire au-delà de la période d'observation nécessite le recours à des sources indirectes comme la mesure des radionucléides cosmogéniques dans des archives naturelles (^{14}C dans les cernes d'arbres, ou ^{10}Be dans les carottes de glace ; Bard et al, 2000 ; Vonmoos et al, 2006 ; Steinhilber et al, 2009 ; Fig. 1.3). Ces nucléides sont produits par l'interaction des rayons cosmiques avec les particules de l'atmosphère. Le soleil module l'intensité des rayons cosmiques et donc la production des nucléides cosmogéniques en émettant un vent solaire. Plus le soleil est actif,

plus la déviation opérée par le vent solaire est importante (*shielding effect*), et plus faible est le flux de rayons cosmiques, et donc le taux de production des nucléides cosmogéniques. Les périodes froides correspondent donc à des périodes d'activité solaire réduite, et de forts taux de production.

En mesurant la concentration de ^{10}Be dans la glace, et en soustrayant la composante liée aux changements d'intensité du champ géomagnétique, on obtient un enregistrement de la modulation solaire (Φ) (Beer et al, 2006). Les variations de ce paramètre sont concordantes avec celles du ^{14}C résiduel (malgré les comportements géochimiques différents des deux isotopes), ce qui prouve qu'ils reflètent bien tous deux l'activité solaire (Fig. 1.3). Sur les 400 dernières années, cette reconstruction est également conforme aux observations des taches solaires.

La variabilité solaire n'a que récemment été considérée comme un forçage effectif important car on parlait jusqu'ici de « constante solaire » (1368 W/m^2) à l'échelle interannuelle à décennale. Depuis que l'on mesure l'irradiance par satellites (1979), l'enregistrement montre de (faibles) variations : $\sim 0,1\%$ pendant le cycle de 11 ans ($\sim 0,25 \text{ W/m}^2$) (Frohlich et Lean, 2004). Si l'on considère les valeurs reconstruites pour le Minimum de Maunder ($2,8 \text{ W/m}^2$) (Lean, 2000), ou l'Holocène ($\sim 4\text{-}5 \text{ W/m}^2$) (Bard et al, 2000), l'amplitude est encore plus importante, mais les incertitudes également. D'autres reconstitutions font état de valeurs beaucoup plus faibles pour l'amplitude des variations de la TSI sur ces deux périodes, respectivement $0,9$ et 2 W/m^2 (Steinhilber et al, 2009).

Du fait des rétroactions et des phénomènes d'amplification inhérents au système climatique terrestre (Van Geel et al, 1999), de faibles anomalies de l'éclairement solaire peuvent engendrer des boucles de rétroactions positives impliquant l'océan (arrêt de la circulation thermohaline, augmentation de la banquise) et entraîner un refroidissement plus important (Renssen et al, 2006). D'autre part l'occurrence de grand minimas solaires paraît avoir un effet légèrement décalé (~ 10 ans) sur le climat (température) comme mis en évidence par Breitenmoser et al (2012) grâce à l'analyse spectrale de chronologies de cernes sur les deux derniers millénaires.

Durant les dernières décennies, un nombre croissant d'études paléoclimatiques ont établi une relation de causalité entre les variations de l'activité solaire et les épisodes froids et/ou humides

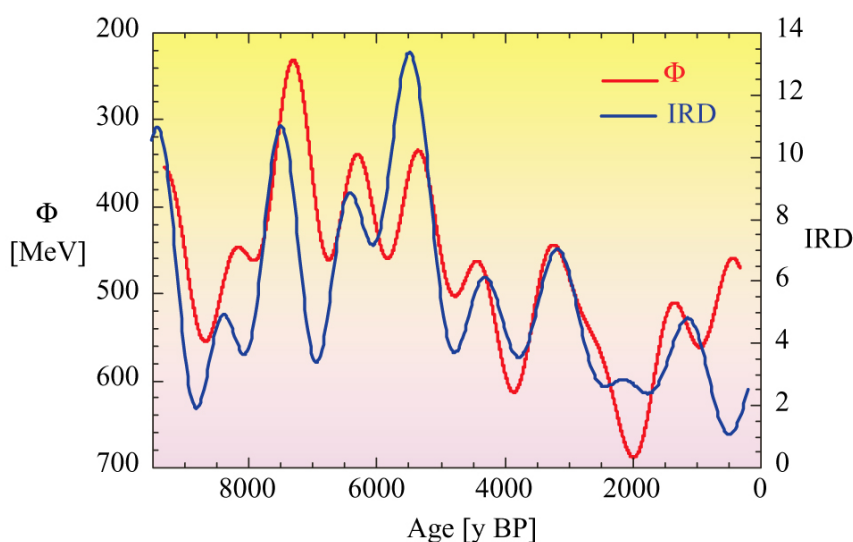


Fig. 1.4. Comparaison entre l'activité solaire représentée par la fonction Φ de la modulation solaire déduite de la mesure du ^{10}Be dans une carotte GRIP par Vonmoos et al (2006), et les décharges d'icebergs dans l'Atlantique Nord (Bond et al, 2001). Les deux enregistrements ont été lissés avec un filtre passe bas de 900 ans.

d'échelle séculaire observés dans divers proxies de l'hémisphère nord (Denton et Karlén, 1973 ; Magny, 1993 ; 2004 ; Karlén et Kuylénstierna, 1996 ; Van Geel et al, 1998 ; Bond et al, 2001 ; Mauquoy et al, 2004 ; Hormes et al, 2006 ; Koch et Clague, 2006 ; Magny et al, 2010). La Figure 1.4 illustre par exemple la corrélation entre l'activité solaire et les débâcles d'icebergs (IRD) dans l'Atlantique Nord identifiées d'après l'étude de carottes sédimentaires marines.

Des corrélations significatives entre les variations frontales des glaciers et les variations de la TSI ont également été mises en évidence sur différentes échelles temporelles pendant l'Holocène : les 150 dernières années, le PAG, et les sept derniers millénaires (*voir* Hormes et al, 2006 et Nussbaumer et al, 2011).

1.2.2 Les forçages internes

Les forçages internes au système climatique représentent les modes de redistribution de l'énergie à l'intérieur de la machine climatique terrestre par le biais des interactions existant entre l'océan, l'atmosphère et la cryosphère (*e.g.* circulation thermohaline) ainsi que des oscillations de haute fréquence du climat (*e.g.* NAO), ou bien des forçages ponctuels comme le forçage volcanique.

D'autre part l'Anthropocène étant proposé comme une nouvelle ère géologique, les activités humaines ont de plus en plus d'influence sur le climat terrestre, par le biais de deux actions différentes : un changement de l'occupation des sols, et le rejet de gaz à effet de serre.

1.2.2.1. Le rôle de l'océan

La circulation thermohaline (CTH) a un rôle majeur de régulation du climat de l'Atlantique Nord en redistribuant l'énergie des tropiques vers le pôle. Les courants de surface associés à la dérive Nord Atlantique réchauffent la zone polaire et repoussent la banquise vers le nord : les zones de formation d'eau profonde dans l'Atlantique nord sont ainsi marquées par une forte anomalie thermique positive.

Durant le dernier cycle glaciaire, la CTH a oscillé entre trois modes (Rahmstorf, 2006) : un mode « chaud » similaire à l'actuel, un mode « froid » avec plongée des eaux profondes au sud de l'Islande, et un mode « arrêt » sans formation d'eau profonde, causé par d'énormes apports d'eau douce liés à la rupture périodique de la calotte groenlandaise (événements de Heinrich) ou à la vidange de lacs proglaciaires, ces eaux douces de faible densité empêchant la formation des eaux profondes. Les modélisations d'un tel arrêt de la CTH indiquent un très fort refroidissement de l'Atlantique nord (Rahmstorf, 2002 ; Rennssen et al, 2007), d'autant plus fort que l'apport est proche des zones de formation des eaux profondes (*i.e.* Mer du Labrador et Mer du Groenland aujourd'hui). Mais cet arrêt entraîne dans le même temps un réchauffement de l'hémisphère sud. C'est la raison de l'asynchronisme entre les oscillations climatiques du dernier cycle glaciaire entre les deux hémisphères.

L'influence de la CTH a été déterminante dans les changements climatiques abrupts (cycles de D/O) liés aux périodes glaciaires (Rahmstorf, 2002). Mais également à plusieurs reprises depuis la fin de la dernière glaciation. Ce mécanisme serait responsable de la péjoration du Dryas Récent, et à une échelle inférieure, des pulsations froides du début de l'Holocène : l'Oscillation Préboréale (PBO) causée par le drainage du Lac Glaciaire Baltique drainant la calotte fennoscandienne (Nesje et al, 2004), et l'épisode 8.2 est le résultat d'une vidange brutale d'un lac proglaciaire drainant la calotte Laurentide (Barber et al, 1999 ; Alley et Agustsdottir, 2005). Pendant le reste de l'Holocène la CTH serait restée dans son mode « chaud » même si Denton et Broecker (2008) émettent l'hypothèse

de son affaiblissement progressif et d'oscillations millénaires de la CTH influençant le climat de l'hémisphère Nord. Ils s'appuient pour cela sur la corrélation qui semble exister à l'échelle du PAG entre les fluctuations de la banquise (qui serait un indice du mode de la CTH) et les périodes d'avancées glaciaires dans les Alpes, et même au Canada. La tendance de long terme à l'augmentation de la banquise après 3.7 ka (Bennike, 2004) irait dans le même sens.

1.2.2.2. L'Oscillation Nord Atlantique (NAO)

La NAO est la principale circulation atmosphérique synoptique de la région Nord Atlantique / Europe (Wanner et al, 2001). En hiver, c'est ce mode de circulation dominant qui explique la variabilité des températures et des précipitations sur cette région, et donc sur les Alpes. La NAO est définie par un indice (NAOI) qui représente la différence entre les basses pressions subpolaires islandaises et l'Anticyclone des Açores. La phase positive (NAO+), qui correspond à un gradient barométrique supérieur à la normale, est caractérisée par des précipitations élevées sur le nord de l'Europe (Scandinavie), des conditions sèches sur l'Europe centrale, et un fort flux zonal. La phase négative (NAO-), qui correspond à un gradient plus faible que la normale, se caractérise par de fortes précipitations dans la région méditerranéenne. L'impact de la NAO sur les températures hivernales dépend de l'activité solaire (Gimeno et al, 2003) : dans des phases de maxima solaire, une NAO+ correspond à des températures hivernales plus élevées, mais dans les phases de minima solaires la relation n'est pas significative, voire inverse.

Comme cet indice n'est mesuré que depuis 1864, les reconstitutions sont basées sur des proxies sensibles au climat hivernal. Trouet et al (2009) ont reconstitués la NAO sur le dernier millénaire d'après des séries dendrochronologiques, et trouvent que la période médiévale (MCA) a été marquée par un mode NAO+ persistant. De même, Rimbu et al (2003) ont démontré que les températures de surface de l'océan (SST) qui ont décliné dans l'Atlantique nord et augmenté sur l'est de la Méditerranée depuis le milieu de l'Holocène (6 ka) signale le passage d'une NAO positive à négative pendant la seconde moitié de l'Holocène.

Influençant plutôt le climat hivernal, la NAO va jouer sur les bilans de masse (*b*) glaciaires hivernaux en contrôlant l'accumulation. Les *b* des glaciers norvégiens les plus maritimes sont sensibles aux précipitations et donc très positivement corrélés aux phases NAO+ (Nesje et al, 2000 ; Nesje et Dahl, 2003), tandis que ceux des glaciers alpins seraient anticorrélés (Reichter et al, 2001 ; Six et al, 2001). C'est ce pattern spatial qui est à l'origine des avancées glaciaires asynchrones entre le sud de la Norvège et les Alpes pendant le PAG. Un mode positif a prévalu entre la fin du 17^e s et le milieu du 18^e s (hivers doux mais très humides sur la Scandinavie) entraînant un maximum glaciaire vers 1750 en Norvège (Nesje et al, 2008), tandis que cette période est caractérisée dans les Alpes par des températures basses mais des hivers relativement secs.

1.2.2.3. L'activité volcanique

Les éruptions volcaniques injectent à différents niveaux de l'atmosphère des tephres, des poussières et des gaz soufrés (SO₂). Ces derniers se transforment rapidement en aérosols sulfatés dont seule la composante stratosphérique a une influence sur le climat, car la composante troposphérique est rapidement lessivée (Zielinski, 2000). Du fait de leur pouvoir d'absorption important, les aérosols vont bloquer ou réfléchir le rayonnement solaire et réchauffer la basse stratosphère, ce qui va contribuer à refroidir la troposphère et la surface terrestre, mais seulement en été. L'hiver suivant l'éruption est marqué par une anomalie positive (Fig. 1.5), car le réchauffement de la basse troposphère tropicale

induit une augmentation du gradient méridional de température stratosphérique et un renforcement du vortex polaire (Robock, 2000). Ce phénomène favorise l'occurrence de phases NAO positives amenant un flux océanique humide et doux sur l'Europe en hiver.

Les acides sulfuriques troposphériques peuvent aussi agir comme des noyaux de condensation et favoriser la création de nuages qui auront tendance à augmenter l'albédo terrestre et donc refroidir les basses couches de l'atmosphère.

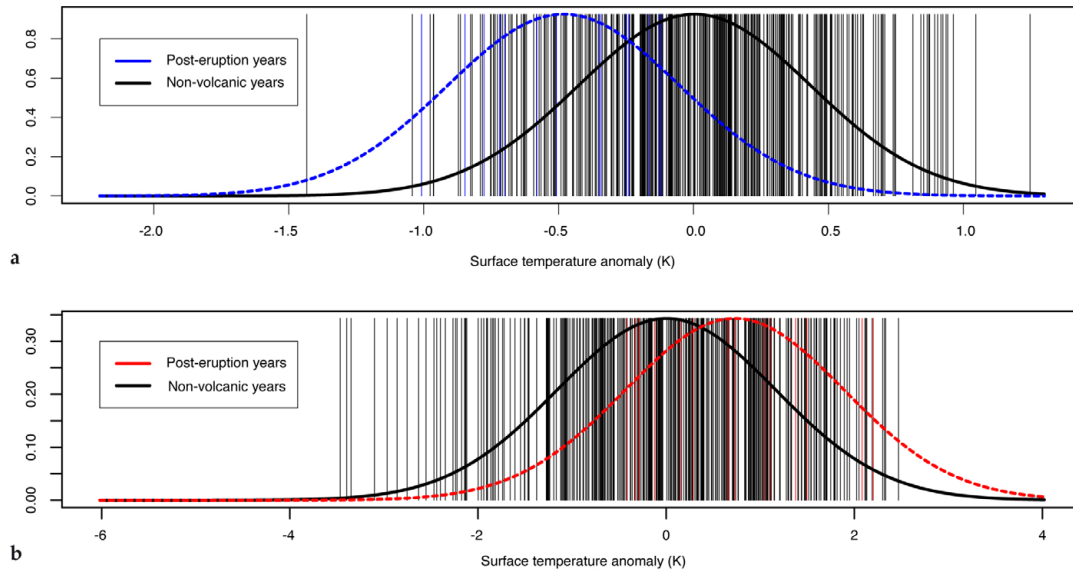


Fig. 1.5. Anomalies de températures estivales (a) et hivernales (b) de l'année suivant 16 éruptions tropicales majeures des 500 dernières années, en comparaison des 5 années précédentes chaque éruption. Les années non-volcaniques sont représentées en noir ; les années volcaniques en bleu/rouge. Les données de températures sont celles de la reconstitution de Luterbacher et al (2004) pour l'Europe centrale. Un refroidissement estival est visible après chaque événement (moy : 0,48°C) tandis qu'une anomalie positive hivernale est notable dans de nombreux cas (moy : 0,73°C) (Fischer et al, 2007).

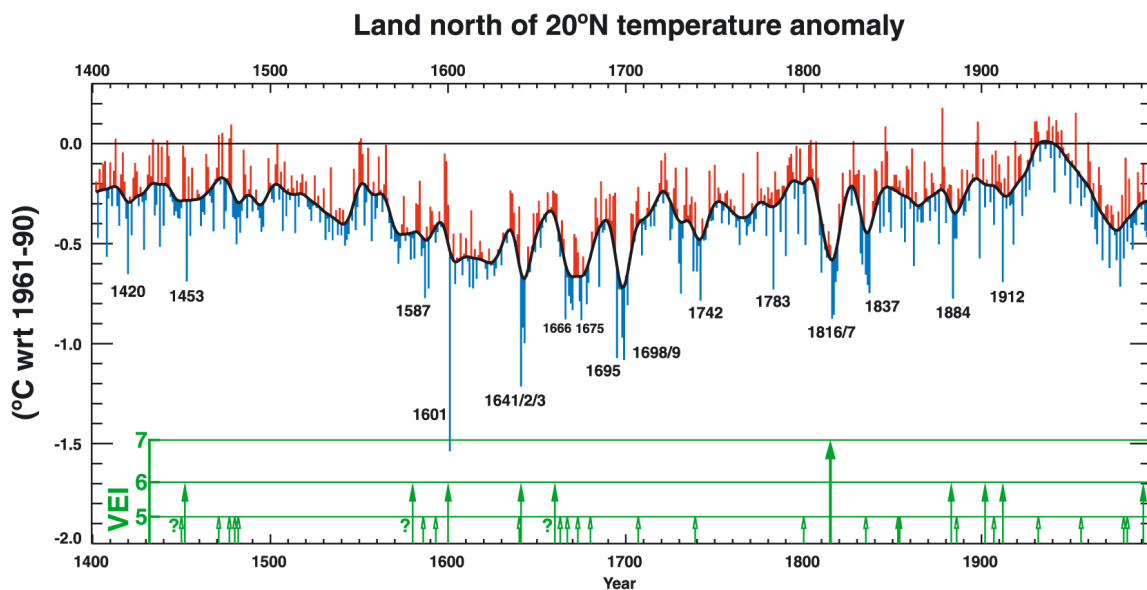


Fig. 1.6. Comparaison entre les températures estivales reconstruites pour l'hémisphère nord (>20°N) depuis 1400 AD d'après la densité des séries de cernes, et les éruptions volcaniques connues ayant un indice d'explosivité (VEI) supérieur à 4 (Briffa et al, 2004).

Selon la localisation des volcans les éruptions auront une aire d'influence différente : quasi globale s'ils sont proches des tropiques ; essentiellement hémisphérique s'ils sont situés aux moyennes latitudes.

Les éruptions constituent un forçage thermique important, de l'ordre de quelques W/m^2 , qui peut entraîner un refroidissement de $0,6^\circ\text{C}$. Leurs effets peuvent se lire dans différentes archives naturelles rythmées qui permettent en outre une datation précise (Larsen et al, 2008) : densité ou largeur des cernes d'arbres (Briffa et al, 1998 ; D'Arrigo et al, 2001 ; Fig. 1.6), ou sulfates archivés dans les carottes de glace polaires. Ces dernières archives permettent de reconstituer les éruptions sur plusieurs dizaines de milliers d'années (Castellano et al, 2005 ; Gao et al, 2008 ; Fig. 1.7).

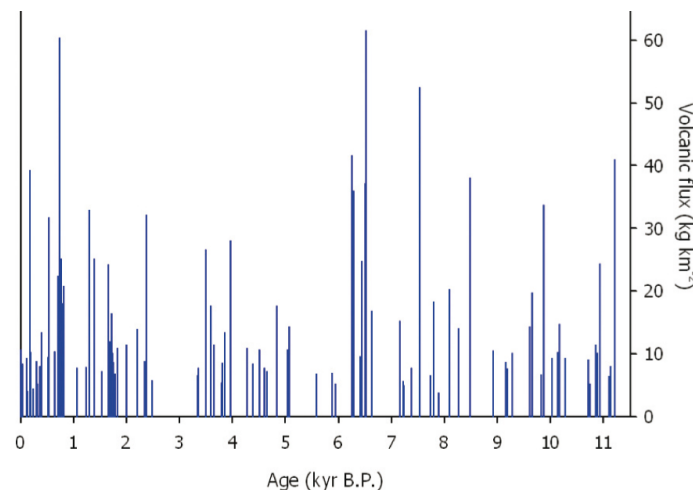


Fig. 1.7. Concentration en sulfates d'origine volcanique au cours de l'Holocène dans le forage antarctique EPICA Dôme C (Castellano et al, 2005). Noter la forte densité d'évènements durant le dernier millénaire.

L'effet du volcanisme sur le climat est relativement bref, de l'ordre de 1 à 3 ans dans le cas d'une éruption isolée. En revanche, ce forçage a pu être significatif à l'échelle décennale durant certaines périodes de l'Holocène (*e.g.* lorsque plusieurs événements se sont produits sur une courte période). C'est le cas pendant le PAG, avec une concentration d'événements pendant les 15^e s, 17^e s et 19^e s, se surimposant à d'autres forçages (*e.g.* grand minima solaires) (Crowley et al, 2000 ; 2008 ; Breitenmoser et al, 2012). Les carottages polaires indiquent également une période de forte activité volcanique entre ~1150 et 1500 AD, ainsi que dans la première moitié de l'Holocène (Zielinski et al, 1996 ; Castellano et al, 2005 ; Gao et al, 2008 ; Fig. 1.7). L'intégration du forçage radiatif volcanique par l'océan est également une raison expliquant la persistance du refroidissement induit par l'éruption (Stenchikov et al, 2009 ; Thompson et al 2009).

L'éruption volcanique la plus importante de la seconde moitié de l'Holocène est celle de 1258-59 AD, dont l'origine n'est pas connue (Stothers, 2000), mais qui n'aurait eu qu'un impact limité sur le climat ($-0,4^\circ\text{K}$) eut égard à la quantité de matériel relarguée dans l'atmosphère (Timmreck et al, 2009). Cela pourrait éventuellement questionner sa localisation tropicale. Parmi les autres éruptions majeures de la période figurent celle de Santorin (Grèce) au début du 17^e s BC (Friedrich et al, 2006), qui a eu un fort impact sur le climat de l'hémisphère nord, visible notamment dans les séries de cernes (épisode 1628-1627 BC) (Baillie et Munro, 1988 ; Grudd et al, 2000). Vers 536 AD (localisation inconnue ; Baillie 1994 ; 2008 ; Larsen et al, 2008) et en 1452-53 AD (Kuwae, Vanuatu ; Gao et al, 2006) eurent lieu deux autres grandes éruptions précédents les événements mieux connus de la fin du PAG : le Huaynaputina

(Pérou) en 1600-1601, le Laki (Islande) en 1783 et le Tambora en 1809 et 1815 (Indonésie).

On a vu que les éruptions volcaniques pouvaient avoir un effet à court terme sur le climat et les températures estivales. Néanmoins l'effet sur les fluctuations des glaciers n'est effectif que si plusieurs éruptions se succèdent rapidement ou si ce forçage opère conjointement avec un autre (*e.g.* pendant le PAG) ; car ce forçage de haute fréquence n'a pas un effet sur les bilans de masse assez durable pour entraîner une avancée glaciaire.

1.2.2.4. Le forçage anthropique

Les modélisations permettent de faire la part des différents forçages responsables des variations du climat holocène. Selon ces travaux le réchauffement observé à partir du 20^e s ne peut pas s'expliquer en totalité sans prendre en compte la composante anthropique (Jansen et al, 2007 ; Fig. 1.8). La hausse remarquable de la teneur en GES (CO_2 , CH_4 , N_2O) observée depuis le début de l'ère industrielle (*i.e.* 1750 AD) dans les carottes de glace ou par les mesures atmosphériques en est la preuve.

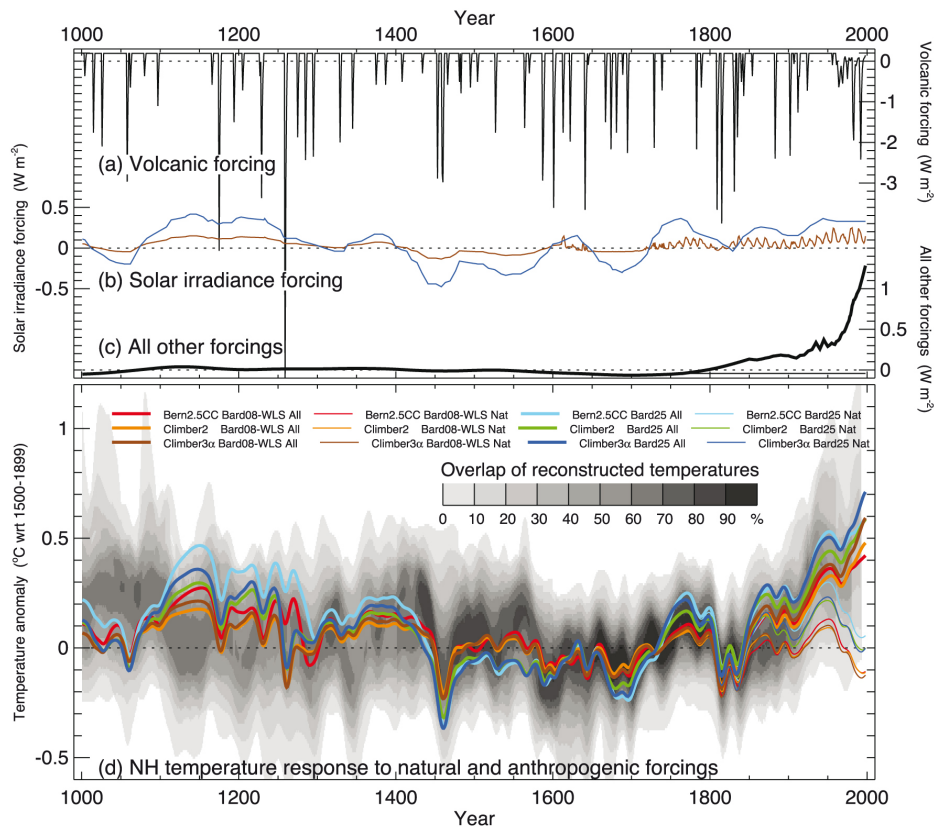


Fig. 1.8. Températures simulées sur le dernier millénaire (d) par trois modèles climatiques selon les forçages indiqués dans le panneau supérieur (a-c). Les simulations figurées en trait épais incluent tous les forçages tandis que celles en trait fin n'incluent que les forçages naturels. Les températures simulées (couleur) sont comparées à des reconstitutions de température (basées sur des proxies climatiques, *e.g.* cernes d'arbres) dont la concordance est matérialisée par les valeurs de gris (Jansen et al, 2007). Noter l'incapacité de simuler le réchauffement sans la prise en compte du forçage anthropique.

La théorie controversée de Ruddiman (2003) d'un impact anthropique holocène précoce sur les GES et sur le climat n'a été que peu reprise. Néanmoins l'homme a eu relativement tôt un impact sur son environnement. Dans les Alpes ses activités sont attestées en altitude dès le Néolithique (7-6 ka) et

les défrichements significatifs ont commencé dès le Bronze moyen, notamment en lien avec l'activité métallurgique. Ces activités ont eu un impact environnemental non négligeable : abaissement de la limite supérieure des arbres, diminution du couvert végétal entraînant une sensibilité accrue des hauts bassins versants à l'érosion et aux événements hydrologiques extrêmes (Giguet-Covex et al, 2012).

1.2.3. Conclusion : une cyclicité holocène ?

1.2.3.1. Les causes des changements climatiques abrupts

Une distinction doit être faite entre les événements du début de l'Holocène qui se sont produits alors que la déglaciation n'était pas achevée et qui sont en partie liés aux conséquences de celle-ci (Barber et al, 1999 ; Nesje et al, 2004) et les changements climatiques survenus pendant le reste de l'Holocène (*i.e.* Néoglaciaire).

Comme on l'a vu, plusieurs forçages se combinent pour produire ces changements. A l'échelle pluri-millénaire c'est le forçage orbital qui est prépondérant. A l'échelle séculaire/décennale l'activité solaire peut avoir un rôle mais il reste non prouvé pour Wanner et al (2008) car l'analyse spectrale des *proxies* solaires (^{14}C , ^{10}Be) ne correspond pas à celle des enregistrements paléoclimatiques, et ce malgré le nombre croissant de travaux arguant de l'impact majeur de l'activité solaire sur le climat (Denton et Karlen, 1973 ; Magny et al, 2004 ; Van Geel et al, 1999).

Nussbaumer et al (2011) ont trouvé que l'activité solaire avait un impact effectif sur le climat alpin (et donc sur les glaciers) à l'échelle millénaire (cycle de Hallstatt, ~2000 ans) mais seulement si certaines conditions s'additionnaient, notamment l'occurrence de grand minima solaires durant les minima de Hallstatt, comme pendant le PAG.

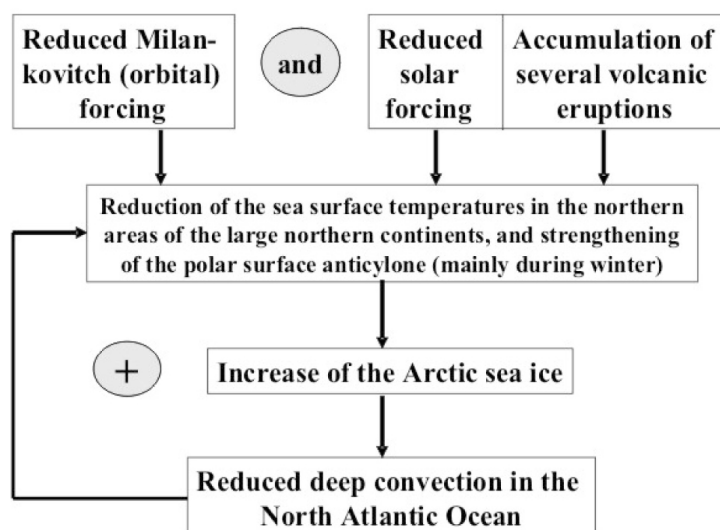


Fig. 1.9. Principaux forçages à l'origine des événements froids de la fin de l'Holocène, et rétroactions positives impliquant l'océan dans le maintien de ces conditions (Wanner et Bütikofer, 2008)

Wanner et Butikofer (2008) proposent un schéma dynamique pour expliquer l'origine des périodes froides holocènes (Fig. 1.9). Il combine la baisse des températures due au forçage orbital à la baisse de l'activité solaire, qui entraînerait une augmentation de la banquise et un renforcement de

l'anticyclone polaire. La formation des eaux froides serait ralentie dans l'Atlantique nord, induisant un ralentissement de la CTH et un refroidissement de cette région. Au cours du dernier millénaire il y a eu conjonction de tous les facteurs ce qui amène les modèles à simuler les températures les plus basses des 8000 dernières années (Renssen et al, 2006 ; Wanner et Bütikofer, 2008).

1.2.3.2. Des cycles holocènes « discutés »

La question de la cyclicité des périodes froides holocènes a été initialement mise en avant par le travail pionnier de Denton et Karlén (1973) qui identifiaient des cycles de *ca.* 1500 ans d'après la datation d'avancées glaciaires en Scandinavie et en Alaska. Elle a connu un regain d'intérêt avec les travaux de G. Bond et de son équipe. Ces derniers mettaient en évidence, d'après des traceurs pétrologiques de glace dérivante dans l'Atlantique nord, neuf pics correspondant à des périodes froides, et reliaient cette cyclicité à l'activité solaire (Bond et al, 1997 ; 2001). Ces oscillations seraient en quelque sorte la poursuite des événements de D/O avec une amplitude plus réduite en période interglaciaire.

Depuis, cet enregistrement a constitué une référence auxquels de nombreux *proxies* de l'hémisphère nord ont été corrélés. Wanner et Butikofer (2008) soulignent le fait que les mécanismes à l'origine de ces cycles ne sont pas bien connus, et Wanner et al (2011) concluent qu'une cyclicité holocène claire n'a pas encore pu être identifiée.

Récemment des travaux ont eu pour objectif de tester l'hypothèse de cette cyclicité en appliquant l'analyse spectrale et la technique des ondelettes à différents *proxies* (Bütikofer, 2007 ; Debret, 2008). Ces techniques sont adaptées à la caractérisation des phénomènes non-stationnaires (dont les caractéristiques évoluent avec le temps) dans les séries temporelles. Les résultats plaident pour une combinaison de différents facteurs dont l'importance relative a varié au cours du temps. Debret et al (2007) affirment ainsi que certaines fréquences identifiées dans les enregistrements de l'Atlantique nord sont liées à l'activité solaire (cycles de ~2500 ans sur l'Holocène, et de ~1000 ans sur la première moitié de la période), mais que la principale serait due à un forçage interne de l'océan qui jouerait ainsi un rôle majeur sur la seconde moitié de l'Holocène (cycle de ~1600 ans). D'après l'analyse de différentes séries distribuées de façon homogène sur la planète, Debret et al (2009) et Wirtz et al (2010) ont identifiés une caractéristique spectrale commune à la majorité des *proxies*, indiquant une réorganisation majeure de la variabilité climatique à partir du milieu de l'Holocène (~5.5 ka). Ce changement serait lié à la stabilisation de la CTH à partir de cette période impliquant que dès lors la variabilité est principalement contrôlée par l'océan.

Chapitre 2

La pertinence de l'enregistrement glaciaire pour la reconstitution du climat holocène

2.1. La relation glacier / climat

La sensibilité d'un glacier au changement climatique dépend de deux facteurs principaux : **i) le climat régional** (qui est reflété par le gradient de bilan de masse), et **ii) la topographie locale** (principalement l'hypsométrie des surfaces glaciaires) (Oerlemans, 2001). Ces deux facteurs se conjuguent et créent une diversité de « comportements glaciaires », même au sein d'un même massif. Il est donc difficile d'utiliser le glacier comme un indicateur climatique univoque sans prendre en compte la composante locale (Winkler et al, 2010).

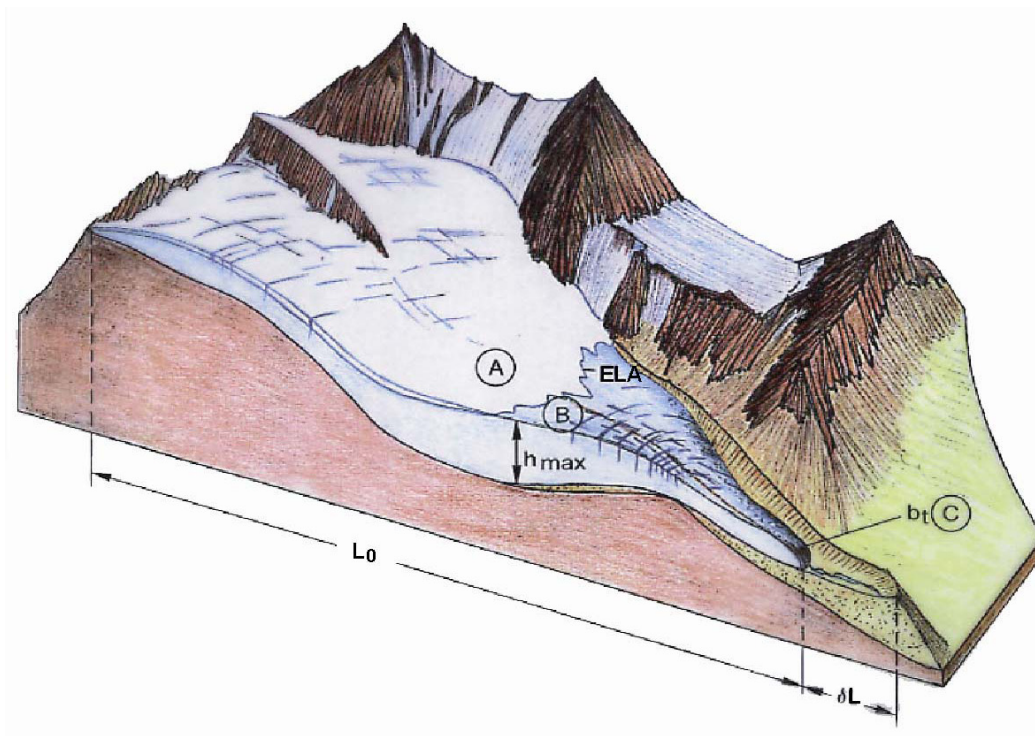


Fig. 2.1. Représentation schématique d'un glacier alpin et des différents paramètres permettant de caractériser ses fluctuations : la zone d'accumulation (A), la zone d'ablation (B), le front (C), la ligne d'équilibre glaciaire (ELA/LEG), l'épaisseur maximale (h_{max}), la longueur (L_0), la variation de longueur (δL) et l'ablation au front (b_f) (Haeberli, 1995).

2.1.1. Le glacier, un témoin direct du climat...

2.1.1.1. Le bilan de masse

Le bilan de masse (b) représente la différence entre l'accumulation et l'ablation en un point du glacier sur une année glaciologique :

$$b = c - a \quad (2.1)$$

où le terme c correspond à l'accumulation et regroupe les précipitations solides (neige...), l'apport de neige par le vent, les avalanches, le regel de l'eau de surface..., et le terme a correspond à l'ablation (par fonte, évaporation ou sublimation). Le bilan net spécifique (b_n) est le bilan annuel moyenné sur l'ensemble de la surface du glacier (en m eq. e. a^{-1}).

Le bilan de masse représente la **réponse immédiate et directe** du glacier au forçage climatique.

a. L'accumulation :

L'accumulation résulte de plusieurs phénomènes : chutes de neige directes, déflation éolienne, apports avalancheux... La mesure de l'accumulation neigeuse réalisée à la fin de l'hiver montre des apports beaucoup plus importants que les précipitations enregistrées en vallée (Vincent, 2002). La différence ne s'explique pas seulement par le gradient orographique mais également par le collectage des parois supraglaciaires. L'*Avalanche Ratio* permet de quantifier ce paramètre, très important pour les petits glaciers de cirque. Il représente le rapport entre la surface susceptible d'alimenter le glacier par avalanches (*i.e.* $> 30^\circ$), et la surface du glacier (Hughes, 2010).

b. L'ablation :

En milieu tempéré le principal facteur d'ablation glaciaire est la fusion. Pour cerner ce mécanisme avec précision il faut prendre en compte le bilan énergétique de surface du glacier (Oerlemans, 2001 :17) :

$$\Psi = Q(1-\alpha) + L_{in} + L_{out} + H_s + H_L + G \quad (W.m^{-2}) \quad (2.2)$$

où Ψ est l'énergie disponible pour la fusion de la glace, Q est le rayonnement solaire courte longueur d'onde, α est l'albédo, L_{in} et L_{out} sont respectivement le rayonnement de grande longueur d'onde absorbé et émis (par l'atmosphère, les surfaces rocheuses), H_s est le flux turbulent de chaleur sensible (dus aux échanges thermiques locaux à l'interface glacier/atmosphère), H_L est le flux turbulent de chaleur latente (résultant des différents changements d'état de l'eau) et G est le flux de chaleur dû à la conduction et la convection dans et en dehors du glacier. De manière générale, le rayonnement net ($Q(1-\alpha) + L_{in} + L_{out}$) est le plus important, et la forte valeur de Q indique une faible nébulosité. En climat continental, le rayonnement net expliquera la majorité de Ψ , tandis qu'en climat maritime H_s et H_L expliqueront une part plus importante de l'ablation (humidité et fréquence du vent plus importante).

La fraction du rayonnement solaire réfléchi par une surface correspond à l'**albédo**. Il diminue lorsque le névé de l'année fond et fait place à la glace. Cette grande variabilité spatiale et temporelle de l'albédo de surface est très importante car elle conditionne pour partie les taux d'ablation (Vincent et Vallon, 1997, Sugiyama et al, 2011).

L'angle d'incidence, ainsi que la répartition spatiale du rayonnement solaire, est un contrôle majeur de l'ablation. En versant nord il sera plus important sur les surfaces sub-planes (où se trouvent les zones d'ablation des glaciers) que dans les zones à forte pente. Les disparités spatiales du rayonnement sont fonction de l'orientation. Les valeurs moyennes annuelles de rayonnement mesurées en versant nord se situent autour de 96 W/m^2 (à l'altitude de la LEG), mais atteignent 630 W/m^2 en versant sud (Pyrénées centrales, $N42^\circ$; Chueca et Julián, 2004).

c. Sensibilité climatique du bilan de masse

Le gradient de bilan de masse ($\delta b / \delta H$) désigne le gradient de b en fonction de l'altitude. Il est de l'ordre de $\sim 0,7-0,8 \text{ m eq.e (100 m)}^{-1}$ dans les Alpes (Haeberli et Hoelzle, 1995) et s'explique pour une grande part par le gradient thermique altitudinal et la variabilité de l'albédo. Il est également influencé par des facteurs locaux comme la couverture de débris ou les secteurs de suraccumulation neigeuse, etc... (Benn et Lehmkuhl, 2000).

Les gradients de bilan de masse peuvent être considérés en première approximation comme linéaire, avec un gradient d'ablation plus important que le gradient d'accumulation (Fig. 2.2B).

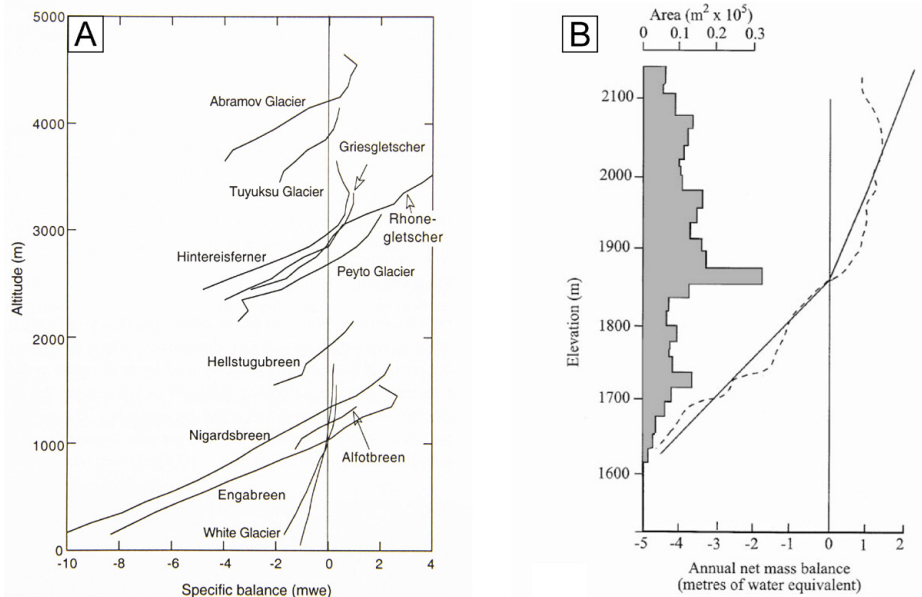


Fig. 2.2. (A) Gradients de bilans de masse de glaciers appartenant à différentes régions climatiques Les gradients les plus forts sont ceux des glaciers maritimes. Noter les différences d'altitude des LEG (Oerlemans, 2001) ; **(B) Gradient de bilan de masse moyen et son approximation avec un gradient linéaire, pour le South Cascade glacier** (Chaine des Cascades, USA). Le gradient est plus important dans la zone d'ablation (Meier et Tangborn, 1965). Dans les deux cas les données de bilans de masse sont des moyennes sur plusieurs années.

Différentes méthodes sont utilisées pour modéliser le bilan de masse et sa sensibilité aux variations climatiques :

- Les modèles dits « degrés jours » permettent d'estimer les deux termes du bilan de masse à partir des données météorologiques de vallée. L'accumulation est reconstituée grâce aux précipitations hivernales, et l'ablation par le biais de la somme des températures estivales positives. Ces modèles peinent à reconstituer l'ablation mesurée si l'on n'intègre pas la valeur moyenne de l'albédo (Vincent, 2002).

- La modélisation du bilan énergétique de surface demande un grand nombre de paramètres météorologiques (Eq. 2.2), et glaciologiques en entrée. Le bilan de masse est ensuite calculé en prenant en compte l'accumulation hivernale et la glace nécessaires pour balancer la quantité d'énergie disponible. Klok et Oerlemans (2002) ont développé un modèle de ce type spatialisé à l'ensemble du glacier de Morteratsch, et ont montré l'importance de la topographie sur la distribution spatiale du bilan énergétique, et donc sur le bilan de masse.

Oerlemans et Reichert (2000) ont développé un modèle reliant les données météorologiques mensuelles au bilan de masse. Il permet de déduire la sensibilité du bilan de masse à des variations de température et de précipitations, selon les mois de l'année.

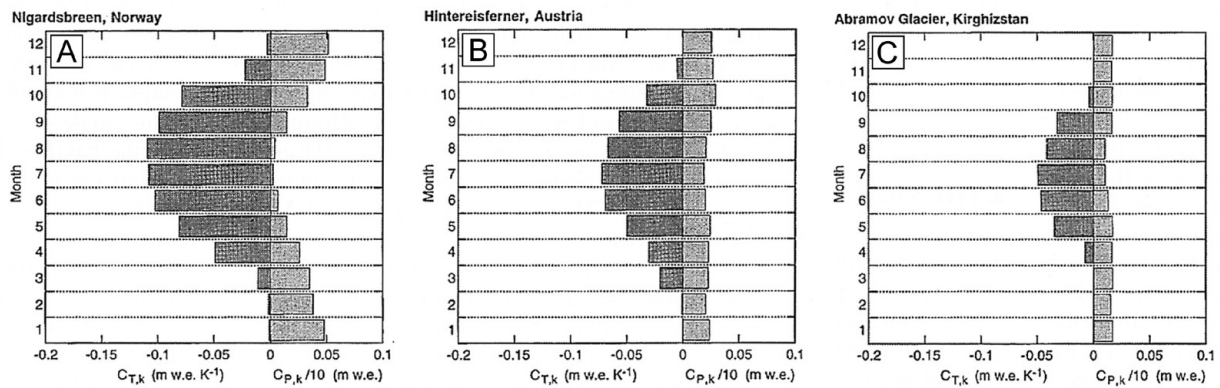


Fig. 2.3. Sensibilité mensuelle du bilan de masse spécifique à une augmentation de 1K des températures (panneau de gauche) ou de 10% des précipitations (panneau de droite). Les trois glaciers sont situés sous des climats contrastés en terme de continentalité (A: Nigardsbreen, Norvège ; B: Hintereisferner, Autriche ; C: Abramov, Kirghizstan ; Oerlemans et Reichert, 2000).

La Figure 2.3 permet de visualiser l'importance relative des deux paramètres selon le contexte climatique. Pour Nigardsbreen (Norvège) les précipitations hivernales sont beaucoup plus importantes que les précipitations estivales qui tombent sous forme de pluie sur tout le glacier, ce qui n'est pas le cas pour Hintereisferner (Autriche) où elles tombent sous forme solide même en été et ont un impact sur le bilan de masse. Cette modélisation montre l'influence des précipitations annuelles sur la sensibilité des bilans de masse aux températures et aux précipitations. La sensibilité du bilan de masse est proportionnelle au *turnover* annuel, c'est-à-dire qu'elle est plus importante pour les glaciers maritimes au fort gradient de bilan de masse.

Vincent (2002) a également testé la sensibilité climatique des bilans de masse du glacier de Saint Sorlin sur la période 1907-1999. Ses calculs montrent que le volume du glacier serait resté stable sur la période si les températures moyennes estivales avaient été inférieures de 0,75°C, ou si les précipitations hivernales avaient été supérieures de 20 %. Bien que les réponses des glaciers ne soient pas linéaires cela indique qu'une augmentation des précipitations hivernales de 25-30 % pourrait compenser une hausse des températures de 1°C.

2.1.1.2. La ligne d'équilibre glaciaire (LEG)

a. Signification climatique

La LEG sépare la zone d'accumulation (*Ac*) de la zone d'ablation (*Ab*) et représente l'isohypse sur laquelle $b_n = 0$ à la fin de la saison glaciologique. Elle constitue donc la limite inférieure de l'englacement « instantané », *i.e.* de la zone favorable au maintien d'un glacier (Lie et al, 2003), et reflète le climat régional (températures estivales et accumulation neigeuse).

Comme il existe une corrélation entre le bilan de masse et l'altitude de la LEG, sa variation interannuelle représente une estimation fiable de la variation du bilan de masse (Braithwaite, 1984 ; Rabatel et al, 2008). Les valeurs de LEG connaissent une très forte variabilité interannuelle (plusieurs centaines de mètres). Or, pour utiliser la LEG comme indicateur climatique et calculer ses variations séculaires (de l'ordre de quelques dizaines de mètres) il faut utiliser une valeur de LEG plus stable, basée sur un glacier « théoriquement » à l'équilibre, et notée LEG_0 (*steady-state ELA*). La valeur retenue est donc souvent la moyenne des mesures de bilans de masse sur plusieurs années (Benn et

Lehmkuhl, 2000 ; Zemp et al, 2007 ; Kern et Laszlo, 2010 ; Fig. 2.4).

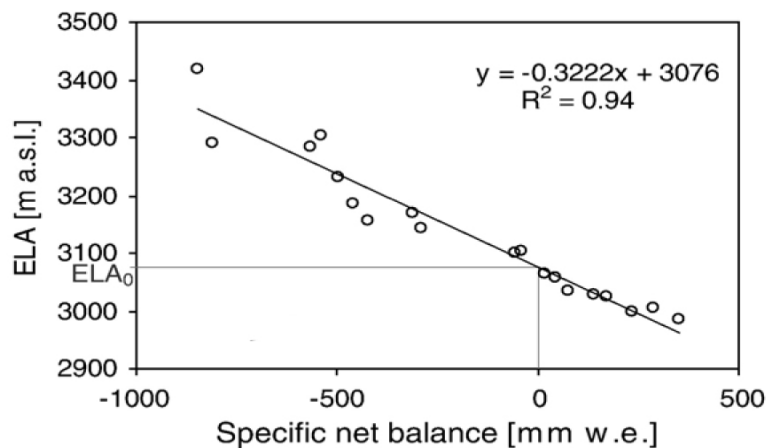


Fig. 2.4. Relation linéaire entre la LEG et b_n pour le Vernagtferner (Ötztal, Autriche) sur la période 1971-1990. La LEG_0 calculée, 3076 m, correspond à un bilan de masse nul, c'est-à-dire un état d'équilibre « théorique » du glacier (Zemp et al, 2007). Noter la forte variabilité interannuelle de la LEG.

Les conditions climatiques au niveau de la LEG ont été modélisées de façon empirique pour un grand nombre de glaciers sous la forme d'une fonction exponentielle reliant les précipitations et la température (e.g. Ohmura et al, 1992). Cette relation permet de reconstituer l'un des paramètres si une hypothèse est formulée – ou si une reconstitution indépendante existe – pour le second. Elle est donc utilisée pour des reconstitutions paléoclimatiques basées sur le calcul de la LEG correspondant à des stades glaciaires anciens (Carr et al, 2010).

En l'absence de mesure de bilans de masse, l'existence d'un ratio ~constant entre la surface de la zone d'accumulation et la surface du glacier a été proposé, permettant de calculer l'altitude de la LEG. Cette méthode (AAR pour *Accumulation Area Ratio*, ~2 :1), est souvent reprise malgré le fait que les valeurs réellement mesurées montrent une forte variance sur des glaciers à l'équilibre (Furbish et Andrews, 1984 ; WGMS, 2008). Lorsque l'AAR présente des valeurs faibles (<30%), ou que la LEG remonte au dessus de la limite du glacier sur une longue période (i.e. tout le glacier est en zone d'ablation), le glacier est en déséquilibre et condamné (Pelto, 2010).

La sensibilité climatique de la LEG a été évaluée dans les Alpes par modélisation du bilan de masse (Paul et al, 2008), et par calcul des ΔLEG entre des stades glaciaires de référence (Maisch et al, 1999). Elle serait de ~125-140 m °C⁻¹. Vincent (2002) trouve des valeurs plus faible de l'ordre de 60-70 m °C⁻¹, et explique la différence par le fait que l'AAR n'est pas forcément constant et que les stades utilisés pour son calcul ne corresponde pas forcément à des glaciers à l'équilibre.

Certains paramètres locaux (topographie, exposition, pente...) ont parfois une telle influence sur le bilan de masse qu'ils permettent le maintien d'un englacement bien en deçà de la valeur régionale de la LEG (Nesje, 1992 ; Hughes, 2010 ; Fig. 2.5). De telles anomalies rendent difficile le calcul de la LEG et son interprétation climatique, de même que l'interprétation climatique des fluctuations du glacier (Hughes, 2008). La persistance de glaciers dans un contexte aussi défavorable dépend de différents paramètres qu'il est possible de quantifier (e.g. Kuhn, 1995 ; Hughes, 2008). Le principal étant la sur-accumulation due aux avalanches provenant des raides parois encaissantes.

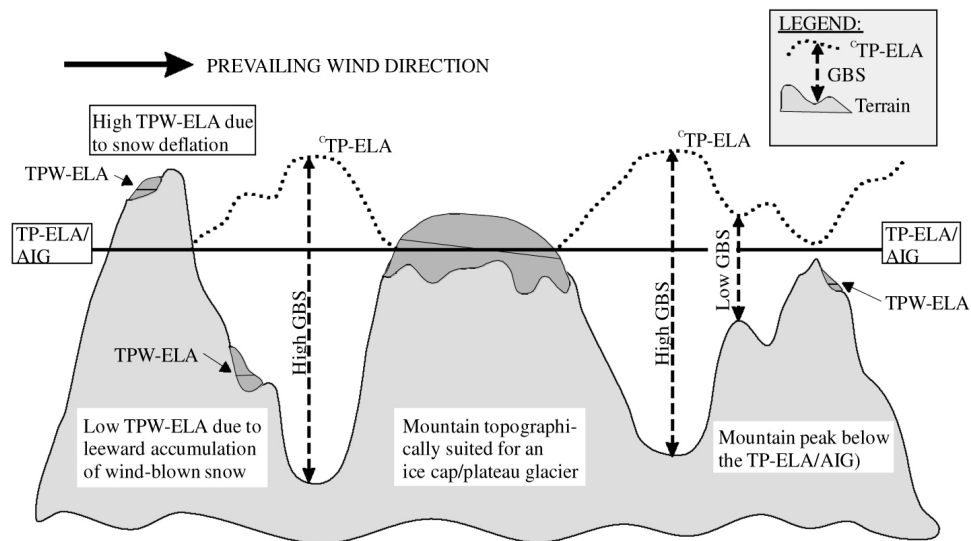


Fig. 2.5. Illustration schématique de l'influence du relief sur la différence d'altitude entre les différentes formes de LEG.

TP-ELA : Température-Précipitation, TPW-ELA : Température-Précipitation-Vent, $^{\circ}$ TP-ELA : Climatique-Température-Précipitation, AIG : Altitude d'englacement instantané, GBS (Glacial Buildup sensitivity) : représente la distance entre le sol et l'altitude où les conditions sont favorables à la formation d'un glacier (voir Lie et al, 2003 pour une explication détaillée des concepts associés).

b. Signification géomorphologique

Le glacier est un agent d'érosion, et de transport sédimentaire. La LEG représente la limite supérieure de la zone où le dépôt va l'emporter sur le transport. En zone d'accumulation le flux de glace érode le substratum car il est orienté vers le lit du glacier, alors qu'en zone d'ablation il est orienté vers la surface.

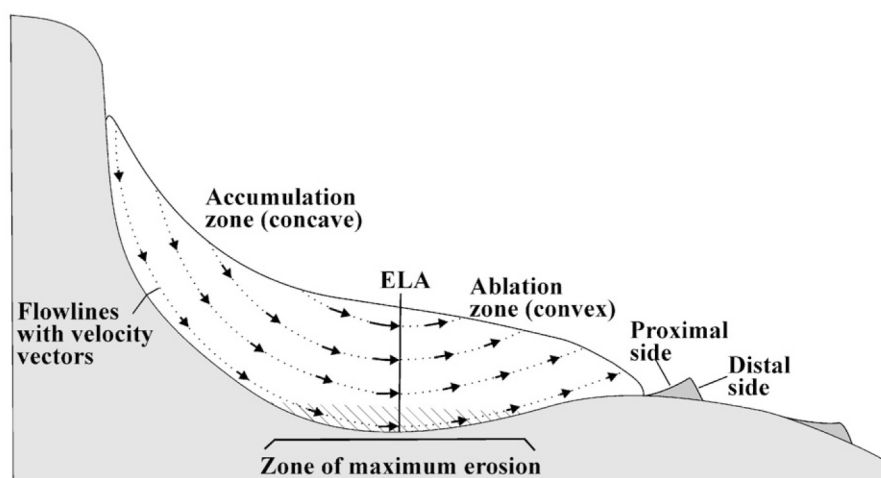


Fig 2.6. Coupe schématique d'un glacier de cirque. Les flèches représentent les vecteurs de vitesse d'écoulement. Noter la zone d'accumulation concave et la zone d'ablation convexe (Dahl et al, 2003).

Théoriquement, la LEG correspond donc à la zone d'érosion maximale car à la fois la vitesse, et la masse de glace, y sont les plus importants (Fig. 2.6).

Comme l'ablation devient effective au niveau de la LEG le dépôt marginal des sédiments commence dans cette zone. La limite amont des moraines latérales coïncide donc approximativement avec la LEG₀.

c. Méthodes de reconstitution

Dans de nombreux cas la LEG doit être estimée : i) glaciers actuels pour lesquels aucune mesure de bilan de masse n'est disponible, ii) paléo-glaciers dont les contours sont reconstitués grâce à l'héritage morainique (Lukas, 2006). La LEG d'un glacier à l'équilibre étant un indicateur des conditions climatiques, sa reconstitution permet la quantification de données paléoclimatiques correspondant au climat responsable du dépôt des moraines. La différence entre la LEG (sub)actuelle et les paléo-LEG permet de déterminer l'ampleur de la perturbation climatique et d'établir des corrélations spatiales entre les stades glaciaires.

Les méthodes de reconstitution peuvent se diviser en trois types selon leur complexité et la disponibilité des données nécessaires :

- i) Les plus simples ne nécessitent que des données d'altitude facilement accessibles : AWMA, MELM...
- ii) L'AAR repose sur l'hypothèse d'un ratio constant entre la zone d'accumulation et la zone d'ablation, et sur une hypsométrie constante.
- iii) Les plus complexes (BR/AABR) reposent sur le présupposé que les zones du glacier les plus éloignées de la LEG sont celles qui ont le plus de poids dans le calcul de celle-ci, car l'accumulation et l'ablation y sont les plus importantes. Elles prennent donc explicitement en compte le gradient de bilan de masse, et l'hypsométrie du glacier.

i) La méthode AWMA (*Area-Weighted Mean Altitude*) repose sur le fait que l'altitude médiane du glacier est une approximation assez précise de la LEG (Braithwaite et Raper, 2009 : 130), notamment pour les petits glaciers de cirque (Hughes, 2008 ; 2010).

La MELM (*Maximum Elevation of Lateral Moraine*) considère l'altitude des racines des moraines latérales comme une valeur minimale de LEG car l'ablation et donc le dépôt de sédiments ne peuvent se produire que sous la LEG. Néanmoins elle ne prend pas en compte la remobilisation post-dépôt par les processus de versants et sous-estime donc souvent l'altitude de la LEG.

ii) L'AAR est la méthode qui a été la plus utilisée (Benn et Lehmkuhl, 2000). Les valeurs couramment citées pour des glaciers de vallée sont comprises entre 0,5 et 0,8. Sur la base d'un échantillon de glaciers des Alpes orientales, Gross et al (1977) ont proposé un ratio de 0,67 comme représentatif d'un état d'équilibre dans cette région. Cette valeur a été largement reprise dans les Alpes pour comparer les valeurs de dépression de la LEG (Δ LEG) depuis le DMG (Maisch, 1982 ; Maisch et al, 1999 ; Kerschner et Ivy-Ochs, 2008). Néanmoins ces valeurs donnent des résultats peu convaincants pour les petits glaciers dont les termes du bilan de masse et les caractéristiques géométriques diffèrent fortement des glaciers de vallée. Récemment, Kern et László (2010) ont évalué les AAR pour différentes classes de taille et trouvé une corrélation significative entre ces deux paramètres (Fig. 2.7). Ils en déduisent des recommandations pour des valeurs d'AAR destinés à la reconstitution des petits paléo-glaciers. Une valeur de 0,44 serait pertinente pour les glaciers <1 km².

Cette valeur s'explique par le fait que le contrôle topographique est tel sur ces glaciers qu'ils n'ont pas besoin d'une zone d'accumulation importante pour maintenir leur équilibre.

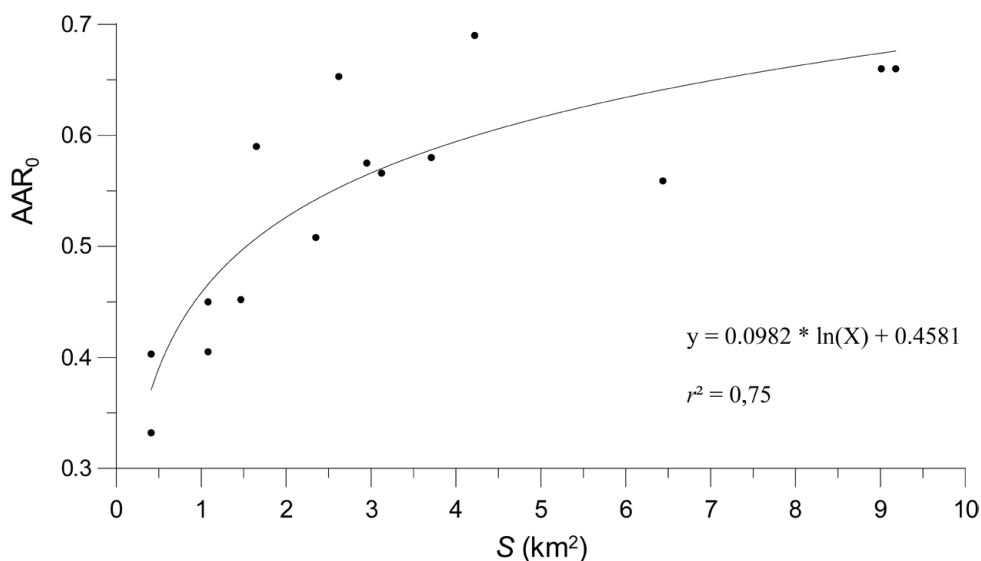


Fig. 2.7. Relation Surface / AAR_0 pour les glaciers alpins et pyrénéens ($n=15$) pour lesquels de longues séries de bilans de masse sont disponibles (d'après Kern et László (2010), augmenté : données WGMS).

iii) La méthode BR ou AABR (Furbish et Andrews, 1984 ; Benn et Gemmel, 1997 ; Osmaston, 2005 ; Rea, 2009) postule que les gradients d'ablation et d'accumulation sont linéaires et que leur ratio est connu. Des ratios d'équilibre compris entre 1,5 et 2 (*i.e.* le gradient d'ablation est 1,5 ou 2 fois plus important que le gradient d'accumulation) seraient représentatifs des glaciers tempérés des moyennes latitudes (Rea, 2009). Par ailleurs, l'hypsométrie du glacier doit avoir été reconstituée. Le calcul de la LEG demande alors de déterminer les surfaces relatives de l' Ac et de l' Ab qui satisfassent ce ratio.

Dans la pratique, plusieurs valeurs de LEG calculées avec différentes méthodes sont souvent reportées (Ballantyne, 2007 ; Schindewolf, 2010), et la moyenne est parfois considérée comme représentative (Benn et al, 2005) ; bien que les résultats d'une seule méthode pertinente soient considérés comme plus fiables (Carr et al, 2010).

2.1.2. ...mais un enregistrement filtré

2.1.2.1. Le contexte topographique

La topographie locale intervient à différentes échelles spatiales et temporelles dans le lien qui existe entre le climat et la réponse du glacier (Fig. 2.8). Elle influence : **(1)** l'accumulation par le biais de la redistribution des précipitations par le vent et les avalanches (Kuhn, 1995), et **(2)** le bilan énergétique de surface, dépendant de l'exposition à la radiation solaire incidente (Chueca et Julián, 2004).

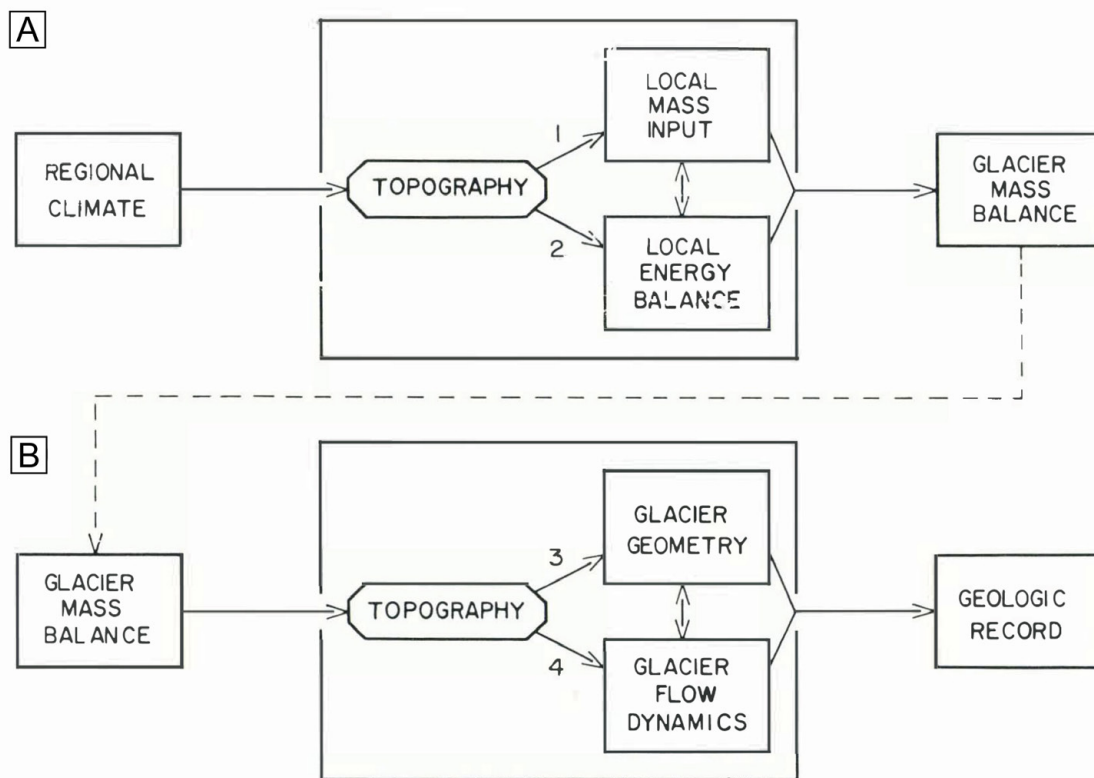


Fig. 2.8. L'influence de la topographie sur le lien Climat / Enregistrement glaciaire. (A) Influence de la topographie sur les termes du bilan de masse glaciaire ; **(B)** Rôle de la topographie dans l'adaptation géométrique du glacier aux variations du bilan de masse, qui se traduit dans l'enregistrement glaciaire. L'enregistrement glaciaire étant utilisé pour reconstituer le climat régional. Voir le texte pour les explications (Furbish et Andrews, 1984).

La topographie va également conditionner l'adaptation géométrique du glacier à une variation du bilan de masse car elle détermine (3) l'étendue du glacier, son hypsométrie (*i.e.* la distribution des surfaces par tranche altitudinale) et donc la répartition du bilan de masse selon l'altitude ; et (4) les caractéristiques de l'écoulement (vitesse, épaisseur de la glace...) par le biais des contraintes basales.

L'hypsométrie représente la composante locale/individuelle, ou topographique, de la sensibilité du glacier aux changements climatiques, alors que le gradient de bilan de masse (*cf* § 2.1.1.1.) représente la composante régionale (Kuhn, 1990).

Ces caractéristiques topographiques conditionnent dans une certaine mesure la réponse du glacier à un changement du climat. Selon le contexte topographique et l'hypsométrie une variation donnée de la LEG n'aura pas les mêmes conséquences sur l'ajustement géométrique du glacier, et sur la position du front (Fig. 2.9).

Certains glaciers auront un front qui remontera plus vite (*e.g.* D) du fait d'un « seuil » dans la courbe hypsométrique qui se trouvera désormais à une altitude inférieure à la LEG. C'est le cas des glaciers de plateau avec un émissaire (grande zone d'accumulation relativement proche de la LEG drainée par une langue glaciaire étroite). C'est également le cas pour des glaciers très plats.

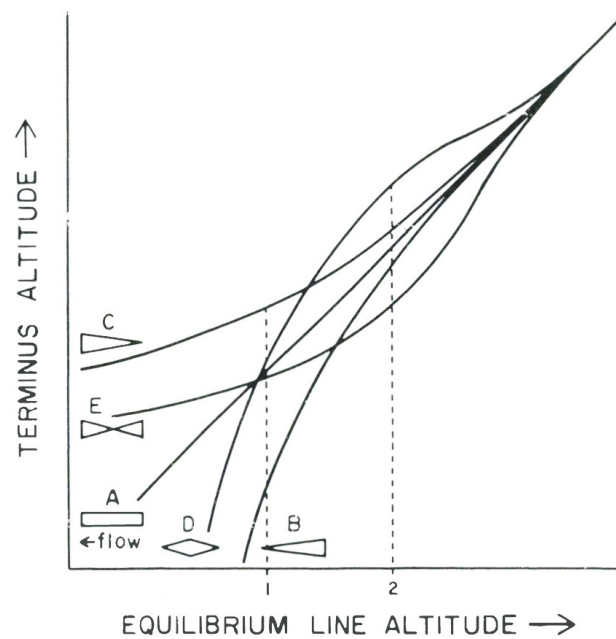


Fig. 2.9. Relation entre l'altitude du front et la LEG pour cinq glaciers schématiques dont la planimétrie est représentée (Furbish et Andrews, 1984)

D'autres glaciers connaîtront (pour une même variation du climat) un retrait modéré du front (*e.g.* E). Dans un même massif (*i.e.* même climat), cette diversité des réponses frontales conditionnée par la topographie peut être utilisée pour obtenir une information climatique si elle est évaluée collectivement (Furbish et Andrews, 1984). C'est la démarche suivie par Oerlemans (2007) qui a montré que des glaciers très proches n'ayant pas les mêmes caractéristiques topographiques peuvent être utilisés pour reconstituer une même histoire climatique – malgré des séries de variations de longueur très différentes – et d'en déduire les temps de réponse.

Pelto et Hedlund (2001) rapportent le cas de deux glaciers partageant la même zone d'accumulation, dont les fronts sont à la même altitude, mais qui n'ont pas réagi de la même manière à une courte péjoration climatique dans les années 1940, du fait d'une pente de la langue différente. La Figure 2.10 illustre ces différences de réaction pour deux glaciers proches : celui dont la surface moyenne se situe à plus haute altitude (Kesselwandferner) a pu « profiter » d'une courte période de conditions climatiques favorables au b_n durant les décennies 1960-1980. À l'inverse, celui dont les surfaces sont distribuées de façon plus homogène, (altitude moyenne du glacier plus faible – Hintereisferner), a enregistré des b_n seulement légèrement positifs, et sur une période plus courte, insuffisants pour provoquer une avancée du front.

La topographie intervient donc comme modulatrice du climat régional et est un des éléments à prendre en compte dans l'interprétation climatique de l'enregistrement glaciaire.

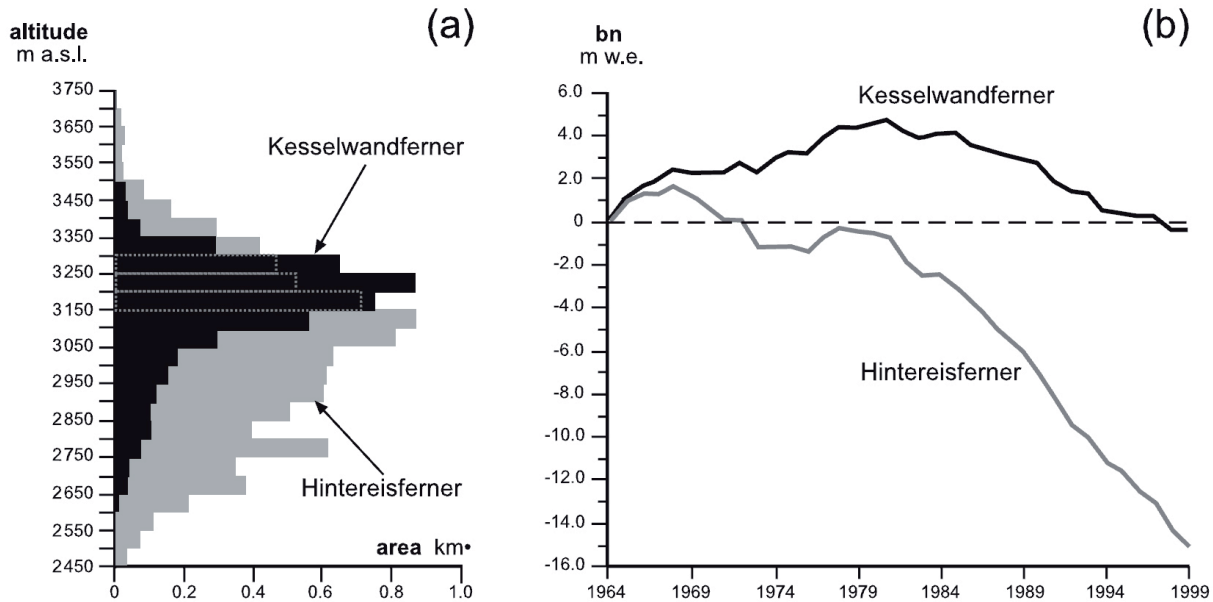


Fig 2.10. (a) Hypsométrie des glaciers voisins Kesselwandferner et Hintereisferner (Autriche) en 1985 ; et, (b) b_n cumulés des deux glaciers sur le 20^e s. Kesselwandferner a avancé de 266 m entre 1966 et 1985 en réponse à une série de b_n positifs, alors qu'Hintereisferner a reculé sur toute la période, malgré quelques bilans positifs (Winkler et al, 2010, d'après Kuhn et al, 1985).

2.1.2.2 Les variations de longueur

La réaction d'un glacier au changement climatique est complexe et met en œuvre une chaîne de processus : bilan énergétique \Rightarrow bilan de masse \Rightarrow géométrie/écoulement \Rightarrow variation de longueur (Haeberli, 1994).

De nombreux essais de modélisation du fonctionnement des glaciers et de leur réponse au climat ont été menés avec des modèles plus ou moins complexes. Les modèles analytiques simples nécessitent peu d'entrées, considèrent une géométrie constante, et sont donc applicables à un grand nombre de glaciers. Les modèles numériques d'écoulement visent à reconstituer la géométrie du glacier de façon réaliste et sont applicables à un seul glacier en raison des données nécessaires en entrée (topographie précise du lit, données de bilan de masse).

La sensibilité (« quelle est la sensibilité du glacier au changement climatique ? »), et le temps de réaction (« à quelle vitesse s'adapte-t-il ? ») sont deux paramètres bien distincts qui permettent de caractériser la réponse du glacier à une perturbation climatique (Oerlemans, 2008). La sensibilité climatique ($\delta L/\delta T$) relie les changements de longueur au changement de température. Elle est donnée par (Oerlemans, 2001 : 61) :

$$\frac{\delta L}{\delta T} = \frac{2}{\gamma \cdot s} \quad (2.3)$$

où γ est le gradient de température (généralement fixé à $0,007 \text{ K m}^{-1}$) et s est la pente moyenne ($\sim 0,1$ à $0,2$ pour les grands glaciers de vallée). Plus un glacier sera plat, plus il sera « sensible » et donc adaptés pour Oerlemans (1989) à l'étude des changements climatiques. Ces valeurs impliquent des reculs de 1 à 3 km pour une hausse de 1 K. Cet ordre de grandeur correspond aux observations faites dans les Alpes depuis la fin du PAG.

Les figures 2.11 et 2.12 présentent le schéma conceptuel proposé par Haeberli (1994) et Haeberli et Hoelzle (1995), d'après Jóhannesson *et al* (1989), pour rendre compte de l'ajustement de la longueur du glacier suite à une perturbation climatique, et du temps nécessaire à cet ajustement.

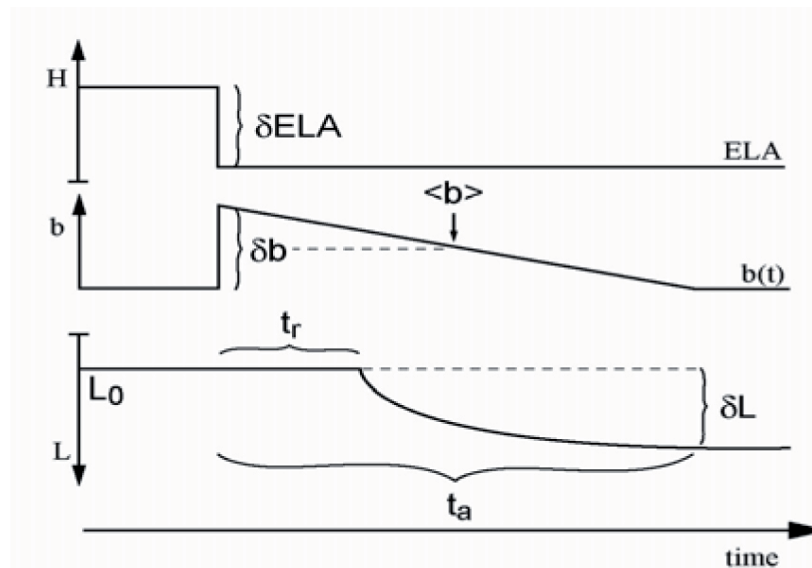


Fig. 2.11. Représentation schématique de la réaction d'un glacier à un abaissement de la ligne d'équilibre (LEG) et une augmentation du bilan de masse (b) en fonction du temps : La longueur (L) atteint une nouvelle position d'équilibre ($L + \delta L$) avec $b=0$ après un temps de réaction initial (t_r) et le temps de réponse (t_a). Le bilan de masse moyen pendant t_a est environ $\frac{1}{2} * \delta b$ (Haeberli, 1994).

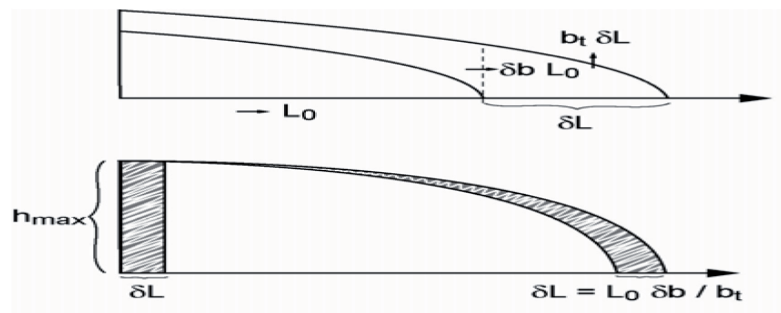


Fig. 2.12. Profil longitudinal schématique de la langue glaciaire avant et après la réponse complète à un changement radical de la LEG et du b : l'excès de masse due à la perturbation (δb) sur la longueur initiale du glacier (L_0) doit être compensée par l'ablation au front (b_t) sur la portion gagnée par le glacier (δL).

Une baisse brutale de la LEG (δLEG) entraîne un changement immédiat du bilan de masse spécifique (δb). Après un temps de réaction (t_r) qui suit le changement de b , la longueur du glacier (L_0) va commencer à changer et atteindre un nouvel équilibre ($L_0 + \delta L$) après un temps de réponse (t_a) (Fig 2.11). La variation de longueur est donc une réponse **indirecte, filtrée, et retardée** dans le temps, du glacier au forçage climatique.

Après la réponse complète, on a selon le modèle de continuité de Nye (1960) :

$$\delta L = \frac{L_0 \cdot \delta b}{(-b_t)} \quad (2.4)$$

où b_t est l'ablation annuelle au front du glacier. Cela signifie que pour un changement de bilan de masse donné, la variation de longueur est fonction de la longueur d'origine du glacier (L_0), et que ce changement de bilan de masse peut être calculé d'après les variations de longueur (qui sont les données les plus facilement accessibles) avec :

$$\delta b = \frac{-b_t \cdot \delta L}{L_0} \quad (2.5)$$

Pendant le temps de réponse, le bilan de masse va tendre progressivement vers 0, de façon à ce que le bilan de masse moyen $\langle b \rangle$ pendant t_r soit proche de $0,5 \cdot \delta b$ (Fig 2.11). Les choses s'avèrent donc relativement simples quand l'on considère une échelle de temps supérieure à celle nécessaire à un glacier donné pour ajuster sa géométrie après un changement climatique. Les bilans de masse séculaires estimés de cette façon, $\langle b \rangle$, peuvent être comparés avec les quelques longues séries de bilans de masse mesurés, et donnent des résultats très cohérents (voir Haeberli et Holzhauser, 2003 ; Hoelzle et al, 2003 ; 2007). La principale limite de ce type d'approche étant la résolution temporelle limitée par le temps de réaction du glacier. Pour le glacier d'Aletsch, les b_n ont été reconstitués de cette manière au pas de 50 ans (Fig. 2.13).

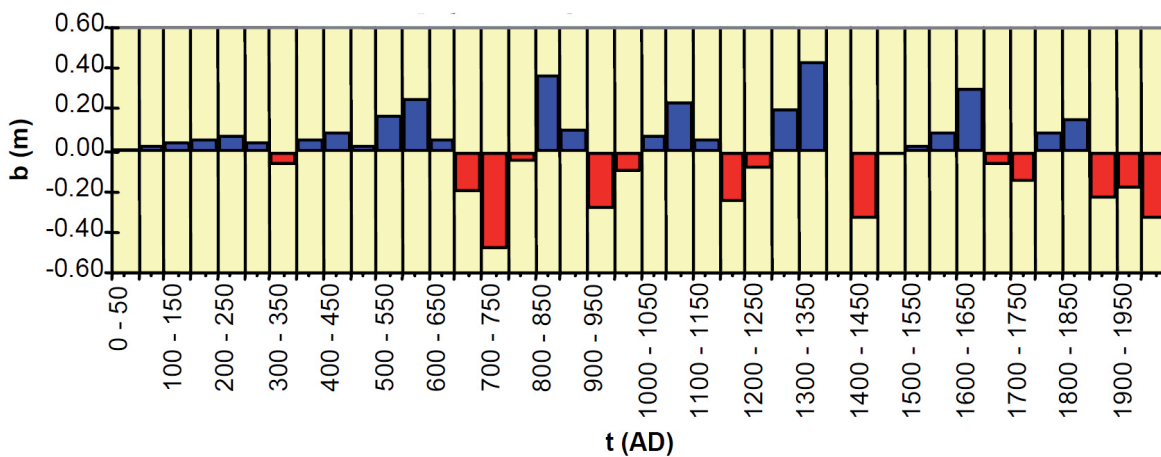


Fig. 2.13. Reconstitution des bilans de masse moyens au pas de 50 ans d'après les fluctuations de longueur du glacier d'Aletsch sur la période 0-2000 AD (Haeberli et Holzhauser, 2003)

D'autres études ont aussi utilisés les séries de fluctuations de longueur des glaciers pour reconstituer l'histoire climatique (LEG ou températures) par modélisation inverse (*e.g.* Klok et Oerlemans, 2003 ; Oerlemans, 2005). Elles se basent sur le lien qui existe entre la perturbation du bilan de masse et le comportement du front. Néanmoins ce lien peut être différent dans des contextes extrêmes, *e.g.* période de très forts taux d'ablation du début du 21^e s (Winkler et Nesje, 2009).

2.1.2.3. Le temps de réponse

Ce terme n'est pas clairement défini dans la littérature et recouvre différentes échelles temporelles et différents mode de calcul. L'intervalle d'équilibre (« *equilibrium time* ») (Bahr *et al*, 1998) est l'intervalle pendant lequel le glacier passe d'un état d'équilibre de référence à un autre état d'équilibre, suite à un changement significatif du bilan de masse. Il représente le temps nécessaire au glacier pour adapter sa géométrie (volume, longueur...) à ce changement. L'ajustement en terme de volume étant plus rapide que l'ajustement en longueur.

Néanmoins les glaciers « réels » répondent à un climat toujours changeant et n'atteignent jamais un état d'équilibre après une perturbation. C'est pourquoi l'intervalle caractéristique considéré la plupart du temps pour le calcul du temps de réponse est le *e-folding timescale* (Jóhannesson *et al*, 1989 ; Oerlemans, 2001). L'approche d'un nouvel état d'équilibre se fait de façon exponentielle. Avec cette échelle le temps de réponse « longueur », t_L (ou « volume », t_v) est donc le temps nécessaire pour atteindre $(1-e^{-1})$ ($\sim 2/3$) du changement total de longueur, ΔL_{tot} (ou de volume, ΔV_{tot}) provoqué par la perturbation du bilan de masse Δb .

Les observations et modélisations montrent que pendant une avancée glaciaire la géométrie de la zone d'accumulation ne varie pas beaucoup, *i.e.* le gain d'épaisseur dans la zone d'accumulation est faible, comparé aux changements dans la zone d'ablation (Schwitter et Raymond, 1993). De plus la forme de la langue reste à peu près la même. Considérons donc que toute la zone d'ablation est « déplacée » vers l'aval de la distance δL , dans sa nouvelle position d'équilibre. La taille de l'espace « vide » qui se forme au niveau de la LEG, là où le glacier est le plus épais, est égale à $h_m \cdot \delta L$ (avec h_m = épaisseur maximale du glacier au niveau de la LEG, et $\delta L = L_0 \cdot \delta b / b_i$). Cet espace représente la différence de volume entre les deux stades (Fig. 2.14).

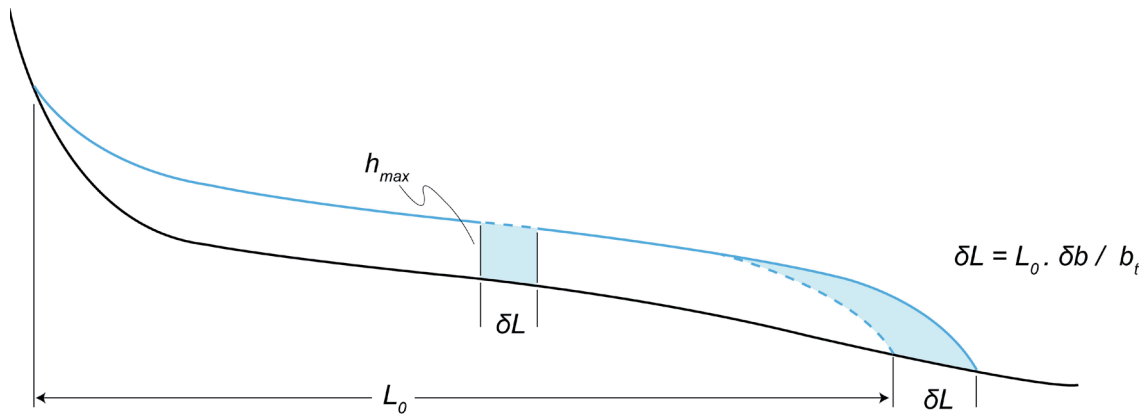


Fig. 2.14. Représentation géométrique schématique des termes permettant le calcul du temps de réponse. Pendant une avance δL , la masse qui doit être ajoutée au glacier est approximativement $\delta L \cdot h_m$ (Jóhannesson *et al*, 1989 ; Hooke, 2005).

Le temps nécessaire au comblement de ce « vide », noté t_v (*Volume Time Scale*), est une bonne approximation du temps de réponse, c'est à dire du temps mis par le glacier pour ajuster sa géométrie à la perturbation du bilan de masse δb (dont la moyenne à la surface du glacier est notée $\langle \delta b \rangle$). Il est défini par (Jóhannesson *et al*, 1989) :

$$t_v = \frac{\delta V}{\delta B} \quad (2.6)$$

où δV est la différence de volume entre l'état d'équilibre initial et l'état d'équilibre qui suit la perturbation du bilan de masse δb , et δB est l'intégrale de la perturbation du bilan de masse sur la surface du glacier.

Pour atteindre un nouvel « état d'équilibre » (ou plutôt s'en approcher), le gain de masse provoqué par la perturbation doit être compensé par la perte de masse au terminus (*i.e.* la longueur gagnée par le glacier), comme montré sur la figure 2.12 :

$$\delta b L_0 = b_t \delta L \quad (2.7)$$

donc :

$$\delta V = h_m \delta L = \frac{h_m (L_0 \delta b)}{-b_t} \quad (2.8)$$

Comme $\delta B = L_0 \cdot \langle \delta b \rangle$, en combinant les équations (2.6) et (2.8), on a :

$$t_V = \frac{h_m}{-b_t} \quad (2.9)$$

où h_m est l'épaisseur caractéristique du glacier (au niveau de la LEG, où elle est souvent maximale), et $(-b_t)$ l'ablation annuelle au front du glacier. Comme mentionné dans la publication originale, cette formule donne seulement une *estimation* de l'échelle temporelle. Les termes ne sont pas définis précisément, variables dans le temps (b_t), et rarement réellement mesurés (h_m).

D'autre part elle sous-estime dans certains cas le temps de réponse réel (parfois d'un facteur 2 à 3), comme le montrent les sorties de modèles analytiques et numériques (*e.g.* Oerlemans 1997 ; 2001 ; 2007 ; Raper et Braithwaite, 2009 ; voir Tab. 2.1 : *e.g.* Pasterze). Une des raisons est l'absence de prise en compte des changements hypsométriques causés par la perturbation (*mass balance-elevation feedback*), *i.e.* une perturbation positive du bilan de masse entraîne une hausse de l'altitude moyenne du glacier qui va avoir un impact positif sur le bilan de masse. La perturbation finale pourra ainsi être plus importante que la perturbation initiale, et donc allonger le temps de réponse.

Par la suite la formule a été modifiée pour prendre en compte ce paramètre (Harrison et al, 2001 ; Oerlemans, 2001 ; Raper et Braithwaite, 2009) qui augmente sensiblement le temps de réponse, notamment dans le cas de glaciers relativement plats.

La validation du temps de réponse calculé est difficile car il n'existe pas d'enregistrement « non bruité » de la réponse d'un glacier au forçage climatique sur une longue période. Mais Oerlemans (2007) a montré que dans le cas de deux glaciers très proches (donc soumis au même forçage climatique), mais aux géométries très différentes, il est possible de reconstituer l'histoire climatique des deux glaciers (*i.e.* la reconstitution de l'évolution des LEG par modélisation inverse des variations de longueur), et de minimiser la différence entre ces deux séries « climatiquement pure » en optimisant les temps de réponse pour chaque glacier. Les résultats indiquent des temps de réponse réalistes allant de quelques années (~ 5 ans) pour de petits glaciers raides (*e.g.* Palü) à quelques décennies (~33 ans) pour des glaciers de vallées (*e.g.* Morteratsch).

Lüthi et Bauder (2010) ont ajusté un modèle glaciaire simple (reliant Volume et Longueur) à une reconstitution des LEG dans les Alpes suisses (basée sur des séries de T et P) afin de déterminer le temps de réponse des glaciers disposant d'une série de variations de longueur. L'ordre de grandeur des temps de réponse dérivés avec cette méthode est supérieur à la méthode précédente (voir Tab.

2.1).

Une autre approche concernant le temps de réponse est de diviser la longueur du glacier par sa vitesse d'écoulement au niveau de la LEG. Les glaciers dont le *turnover* est important seront les plus réactifs. Cela correspond aussi aux glaciers avec un fort gradient de b et une ablation frontale importante.

Le **temps de réaction** (t_r) est un autre concept également utilisé (Peltó et Hedlund, 2001 ; Hoelzle et al, 2007). Il correspond à l'intervalle séparant le début d'une perturbation du bilan de masse, de l'amorce d'un changement de comportement du front (retrait vers avancée, ou inversement). Il est basé sur la théorie des ondes cinématiques, et est donné par :

$$t_r = \frac{L_a}{c} \quad (2.10)$$

où L_a est la longueur de la zone d'ablation et c est la vitesse de l'écoulement dans la zone d'ablation. Cette échelle serait environ 2 à 3 fois plus courte que celle du temps de réponse, et de l'ordre de 5-15 ans pour des glaciers alpins de taille moyenne (5-10 km²) (Müller, 1988 ; Peltó et Hedlund, 2001 ; Vincent et al, 2009 ; Tab. 2.1). Une autre manière de le déterminer est de comparer statistiquement les variations de longueur avec un indice climatique qui intègre la température de la période d'ablation et les précipitations hivernales (e.g. Imhof et al, 2012 ; voir Chapitre 4).

Pour synthétiser, le temps de réponse est donc inversement proportionnel au **gradient de bilan de masse** et à la **pente moyenne du lit** du glacier, et pas forcément corrélé à la **taille** du glacier (Lüthi et Bauder, 2010 ; Oerlemans, 1997), ni à sa **sensibilité climatique** (Oerlemans, 2005 : SM), ni à son **orientation** (Peltó et Hedlund, 2001). Même si le temps de réponse n'est pas lié à la taille, les grands glaciers ont en moyenne un lit moins incliné, et donc un *height-mass balance feedback* plus important, ce qui augmente leur temps de réponse.

Les glaciers les plus réactifs seront donc les glaciers dont la vitesse d'écoulement est importante (*high mass turnover*), notamment dans la zone frontale, *i.e.* les glaciers raides avec un fort gradient de bilan de masse, une accumulation importante (glaciers plutôt maritimes). Les glaciers continentaux et/ou polaires auront un faible gradient de bilan de masse, et donc un temps de réponse plus important. Mais comme on l'a vu plus haut des glaciers très réactifs peuvent être très peu sensibles.

Les temps de réponse caractéristiques pour les glaciers alpins sont compris entre $\sim 10^1$ et $\sim 10^2$ ans (Tab. 2.1). Ils sont susceptibles d'évoluer avec le temps : en période froide le glacier a une extension plus importante, donc un temps de réaction/réponse qui augmente également (Imhof et al, 2012). D'autre part le temps de réponse n'est pas linéaire selon la perturbation initiale : plus la perturbation du bilan de masse est importante plus le temps de réponse sera court. Il n'est pas non plus le même selon le signe de la perturbation : un glacier réagit plus vite à une période de bilans de masse défavorables (Imhof et al, 2012). Grâce à la modélisation, Huybrechts et al (1989) ont montré que le glacier d'Argentièr mettait plus de temps à s'adapter à une perturbation positive du bilan de masse qu'à une perturbation négative même si Vincent et al (2009) notent pour ce même glacier un t_r équivalent quel que soit le signe de la perturbation.

Glacier	L (km)	S (km ²)	α (°)	H_{max} (m)	B_t (m.eq.e.a ⁻¹)	t_{VJ}	$t_{rep\ Litt}$
Great Aletsch	22	82,1 ^a	6,7 ^y	900	~12	~80	24 (t_r) ^k 127-146 ^e
Gorner	14,1	55,2 ^w 38,2 ^w	9,4 ^y	450	6 ?	~75	19 / >25 (t_r) ^{k, n} 149 ^e
Mer de Glace	12	30,4 ^b	12,3 ^o 19,3 ^b 12,0 ^y	400	~10 ?	~40	11-25 (t_r) ^o 56 (t_v) ^x
Unteraar	11,9	22,7 ^w	10,1 ^y	440 ^{a, v}	~6 ^v	~70-100 ^c	43 ^p 96-109 ^e
Unterer Grindelwald	8,9	19,5 ^a	17,6 ^g 18,0 ^y	230	~10,5	~22	21 (t_r) ^k 34-45 (t_L) ^q 37 ^e
Pasterze	8,4	17,5	7,4 ^t 7,7 ^y	200	~4,5 ^w	~45	34-50 (t_v) ^t 70-137 (t_L) ^t 17 (t_r) ^k
Morteratsch	7	16,5 ^a	15,2 ^y	340 ^d	9,1 ^d	~37	33 ^r 109-125 ^e 36 (t_v) ^u
Rhône	7,85	15,9 ^a	9,9 ^y	450 ^a	7 ?	~64	58 (t_L) ^u 40 ^e
Argentière	9,5	14,0 ^b	20,3 ^b 12,6 ^y	350 ^h	10 ?	~35	10-14 (t_r) ^h 33 (t_v) ^{s, x}
Miage	10,3 ^l	11,6	16,2 ^l 24,9 ^o	400	-	-	49 (t_r) ^l
Bossons	7,3	10,7	28,5 ^b 24,3 ^y	120 ^j	~13	~9 ^o	2-10 (t_r) ^o
Trient	4,5	6,2	17 ^y	120 ^j	~8	~15	14 ^e
Blanc	5,9	4,8 ^b	19,4 ^b 15,4 ^y	280 ⁱ	~7	~40	13-19 (t_r) ^m
Saint Sorlin	3	2,4 ^b	16,9 ^b 14,6 ^y	140 ^f	~4	~35	-

Tab. 2.1. Caractéristiques topographiques et temps de réponse de quelques glaciers alpins (classés par S décroissant).

L = longueur, S = surface, α = pente moyenne (calculée sur l'ensemble du glacier), H_{max} : Epaisseur max. ; B_t : bilan de masse au front ; t_{VJ} = temps de réponse calculé d'après Jóhannesson et al (1989), $t_{rep, Lit}$ = résultats issus d'analyses empiriques, et de modèles analytiques ou numériques présents dans la littérature : **temps de réaction (t_r)**, **temps de réponse « volume » (t_v)** et **temps de réponse « longueur » (t_L)**.

Données : ^a Farinotti (2010) ; ^b Gardent et al (2011) ; ^c Huss et al (2007) ; ^d P. Huybrechts, com. pers. (2011) ; ^e Lüthi et Bauder (2010) ; ^f Gerbaux (2005) ; ^g Steiner et al (2008), ^h Vincent et al, (2009) ; ⁱ Gluck (1969) ; ^j Vivian (2005) ; ^k Müller (1988) ; ^l Imhof (2010) ; ^m Letréguilly et Reynaud (1989) ; ⁿ Haeberli et al (1989) ; ^o Nussbaumer et Zumbühl (2012) ; ^p Hormes et al (2001) ; ^q Schmeits et Oerlemans (1997) ; ^r Oerlemans (2007) ; ^s Huybrechts et al (1989) ; ^t Zuo et Oerlemans (1997) ; ^u Oerlemans (2001) ; ^v Joerin et al (2006) ; ^w WGMS (F.O.G. 2004-2005) ; ^x Klok et Oerlemans (2003) ; ^y pente moyenne calculée d'après Hoelzle et al (2003), avec $\alpha = \arctan (\Delta H/L_0)$.

Les séries de fluctuations de longueur des glaciers alpins depuis la fin du PAG, présentées dans la Figure 2.15, permettent de distinguer clairement l'influence de la morphologie du glacier (taille, pente...) sur son temps de réponse, et donc sur ses variations de longueur :

- Les grands glaciers de vallée plats (Aletsch, Gorner, Rhône, Pasterze) ont connu un retrait constant, et de grande amplitude ($>10^3$ m). Ils retranscrivent une tendance séculaire. Le Miage est une exception, du fait de sa couverture détritique, il n'a connu qu'un retrait limité, et quelques fluctuations mineures (Deline, 1999).
- Les glaciers de vallée et de montagne de taille moyenne, et pente moyenne à forte (Mer de Glace, Argentière, Bossons, Trient, Blanc) ont enregistré des avancées significatives ($>10^2$ m) lors des trois péjorations climatiques couvertes par l'enregistrement, et reflètent le forçage climatique sur une échelle décennale.
- Les petits glaciers de cirque (Saint Sorlin, Pizol) réagissent aux variations climatiques de haute fréquence (~interannuelle) mais ne connaissent pas de fortes variations frontales. Leurs pertes de longueur sont relativement faibles sur la période (mais ils connaissent des variations d'épaisseur importantes).

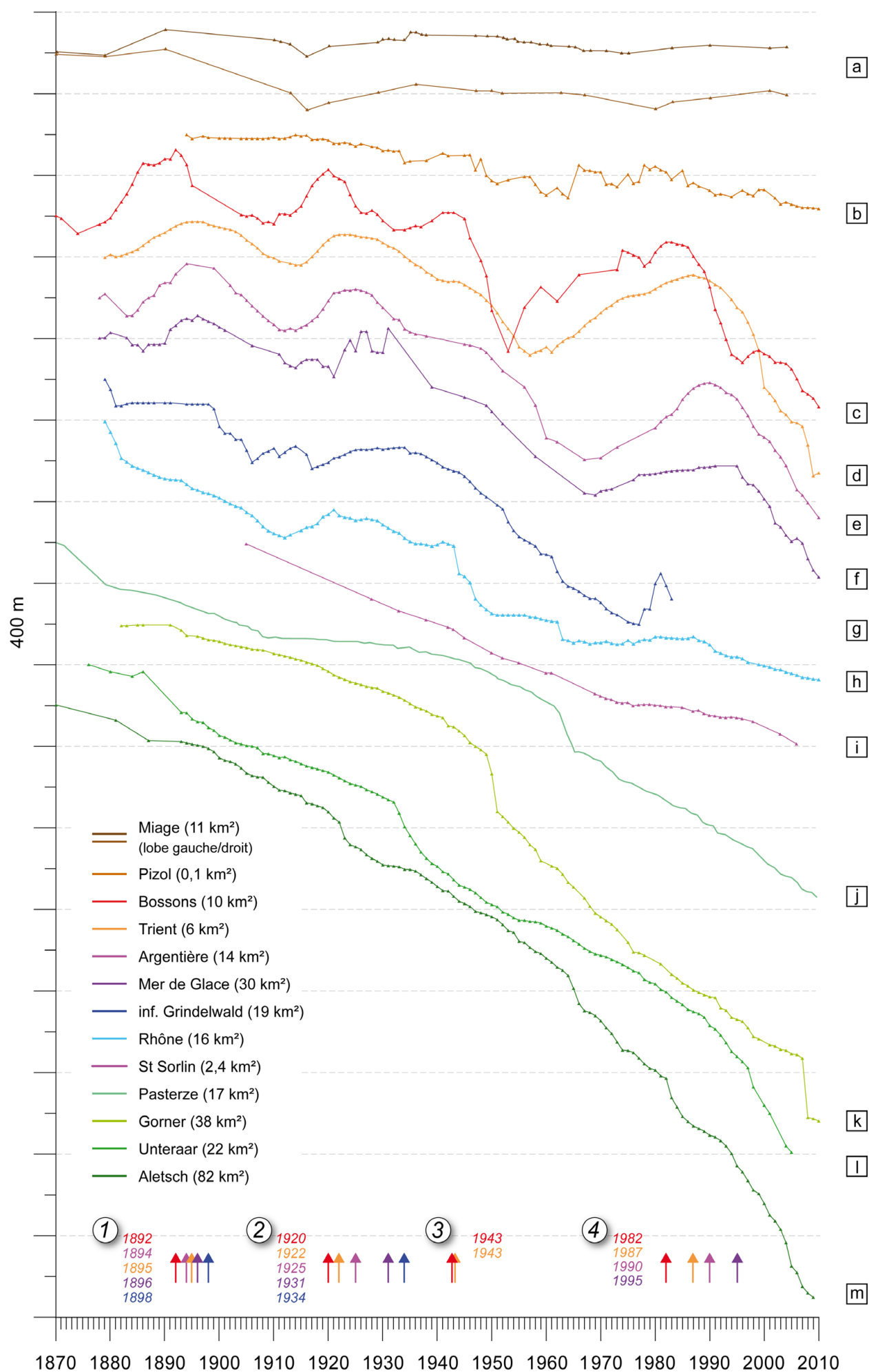


Fig. 2.15. (ci-contre) Variations de longueur cumulées de quelques glaciers alpins sur la période 1870-2010 (les séries ont été décalées sur l'axe des ordonnées par souci de lisibilité). Noter les différences de temps de réponse selon les caractéristiques topographiques des glaciers : glacier noir (**a**) ; petits glaciers de cirque (**b, i**) ; glaciers de vallée moyens (**c-h**) ; grands glaciers de vallée plats (**j-m**). Les années des maxima ont été reportées pour les glaciers les plus réactifs (Bossons, Trient, Argentière, Mer de Glace, inf. Grindelwald) lors de chaque période d'avancée (**1 – 4**).
Données : (**a**) Imhof, 2010 ; (**b, d, g, h, k, l, m**) VAW ETH Zurich ; (**c, e, f, i**) C. Vincent (L.G.G.E.) ; (**j**) G. Lieb (Univ. Graz).

Si l'on considère le temps de réaction des glaciers du massif du Mont Blanc pendant les trois périodes du 20^e s (Fig. 2.15 :1-4), on constate que le glacier des Bossons réagit le premier, suivi par les glaciers de Trient et d'Argentière, 4 à 7 ans plus tard, et enfin par la Mer de Glace, 11 à 15 ans plus tard (Reynaud, 1993 : Fig. 18). Nussbaumer et Zumbühl (2012) estiment le temps de réaction du glacier des Bossons à 2-10 ans, et trouvent la corrélation la plus élevée en ajoutant un délai de 1-2 ans au signal de température par rapport aux fluctuations frontales du glacier. À l'inverse, le temps de réaction du glacier du Miage à un changement de température a été estimé à 49 ans (Imhof, 2010), ce qui reflète l'inertie inhérente aux glaciers noirs. Du fait de ses caractéristiques topographiques ($\alpha = 21,8^\circ$), le glacier de la Brenva, dont la langue est couverte également, a un temps de réaction beaucoup plus faible (~9 ans). Le raide glacier de Pré de Bard ($20,3^\circ$) est encore plus réactif avec un temps de réaction de ~5 ans (Imhof et al, 2012).

Pendant le 20^e s, étant donné la brièveté des périodes de bilans de masse positif, seuls les glaciers dont le temps de réaction est inférieur à ~20 ans (Tab. 2.1.) ont pu ré-avancer (Fig. 2.15).

Le temps de réponse est un paramètre crucial à prendre en compte quant à l'évaluation du glacier, et des enregistrements de fluctuations glaciaires (historiques ou holocènes), comme indicateur climatique (Haeberli, 1994 ; Kirkbride et Dugmore, 2006 ; Imhof et al, 2012). Chaque glacier étant un « capteur » réagissant différemment (de façon plus ou moins lissé) au forçage externe climatique que l'on cherche à reconstituer. L'enregistrement d'un glacier dont le temps de réponse est de l'ordre de 50 ans témoignera, par exemple, de période de changement climatique au moins de cette durée (Joerin et al, 2006), mais ne retranscrira pas les périodes plus courtes.

2.2 L'enregistrement glaciaire terrestre : apports et limites

L'objet de cette partie correspond au terme *Geologic Record* de la Figure 2.8, c'est-à-dire l'héritage sédimentaire glaciaire qui a été préservé et qui peut être étudié pour reconstituer une histoire du climat.

Deux approches principales sont mises en œuvre pour reconstituer les fluctuations glaciaires holocènes :

- i) L'étude morphostratigraphique des héritages glaciaires terrestres : caractérisation et datation (relative et absolue) des moraines.
- ii) L'étude des enregistrements sédimentaires lacustres (non développée ici).

Nous allons voir comment les moraines se forment et se dégradent, et quelles sont les implications pour la datation de ces formes glaciaires, et les apports potentiels de l'approche multi-archives.

2.1.1. L'enregistrement morainique

2.1.1.1. Principes de base

a. Morphostratigraphie

Le concept qui sous-tend l'étude et la datation des moraines est la morphostratigraphie, *i.e.* utiliser les relations spatiales et les caractéristiques morphologiques (sédimentologie, pédologie...) des dépôts pour leur assigner un âge relatif (Hughes et al, 2005 ; Lukas, 2006). Il implique que tout dépôt, qui se superpose à – ou qui recoupe – un autre dépôt, est plus jeune (principes de *superposition* et de *recoupement*). En l'occurrence une moraine plus proche du cirque glaciaire (ou en position latérale plus interne) aura obligatoirement été déposée postérieurement à une moraine plus en aval (ou en position plus externe). D'autre part un dépôt sera considéré isochrone sur toute sa longueur, ce qui implique qu'une moraine latérale ou frontale est considérée comme ayant le même âge sur toute sa longueur (principe de *continuité latérale*).

b. Sédimentologie

Le terme moraine a longtemps été utilisé indifféremment pour désigner les formes glaciaires déposées, et les sédiments les constituant. Le terme anglo-saxon *till* doit donc lui être préféré pour définir ces sédiments. Une typologie génétique des différents types de tills a été formalisée par Boulton et Eyles (1979).

Les débris transportés par le glacier y ont été amenés par différents processus actifs dans le bassin versant tels que : debris flows, avalanches et écroulements. L'analyse des faciès sédimentaires présents dans les moraines renseigne sur l'origine des débris qui les composent. Une distinction peut être faite entre débris transporté activement (à la base du glacier) et les débris transportés passivement, c'est-à-dire en surface (supra-glaciaire) ou à l'intérieur du glacier (intra-glaciaire). Les premiers montrent des signes d'érosion glaciaire (émoussé, stries), tandis que les seconds sont relativement anguleux. L'analyse sédimentologique des clastes présents dans les moraines latérales indique que la fréquence des débris montrant des signes d'érosion augmente vers l'aval (Shakesby, 1989 ; Lukas et al, 2012).

c. Signification climatique

Le dépôt d'une moraine intervient théoriquement lorsque le glacier est à l'équilibre (*i.e.* $b = 0$) suite à une période marquée par des bilans de masse positifs (Fig. 2.16). La taille de la moraine reflète : i) la durée de la période pendant laquelle le glacier se trouve à l'équilibre, ii) la vitesse d'écoulement au front (qui conditionne le taux de dépôt), iii) la quantité de matériel (notamment supra-glaciaire) disponible (Benn et Evans, 2010 ; Lukas et al, 2012).

La durée de construction d'une moraine est variable selon la période géologique considérée. Elle est difficilement quantifiable car les méthodes de datation existantes n'ont pas une résolution suffisante pour permettre de discriminer l'âge des premiers dépôts de celui de l'abandon de la forme. Les datations effectuées par Gosse et al (1995) sur des moraines LGM montrent que le dépôt a pu se faire sur plusieurs milliers d'années mais sans preuve que le front soit resté dans cette position avancée durant tout l'intervalle. Pour l'Holocène, on peut estimer les périodes de dépôt beaucoup plus brèves (échelle décennale à multi-décennale), compte tenu de la durée des péjorations climatiques.

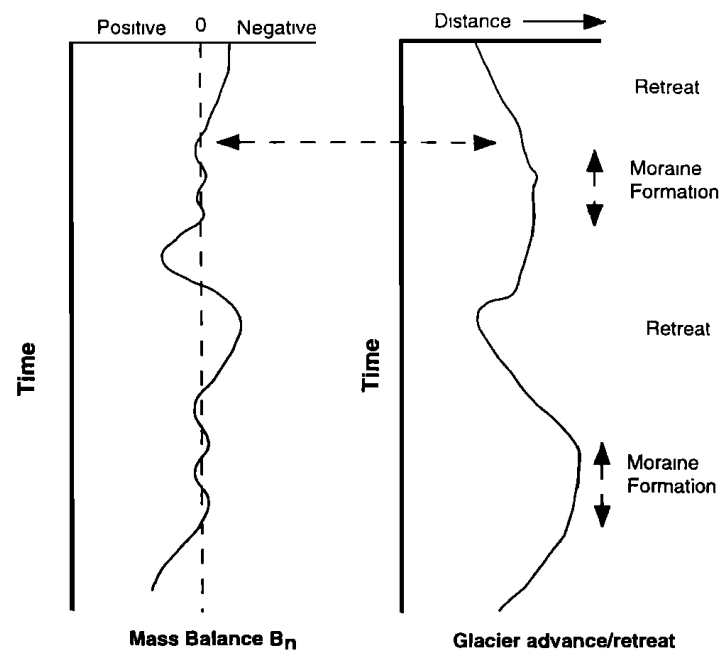


Fig. 2.16. Relation théorique entre les variations du bilan de masse et de longueur d'un glacier et le dépôt des moraines. Les moraines sont déposées dans l'intervalle pendant lequel le glacier est à l'équilibre (Andrews, 2000)

La formation de la moraine correspond donc à la fin du dépôt, à l'amorce du retrait de la langue glaciaire en réponse à des bilans négatifs. Cependant la stabilisation de la forme s'effectue sur des échelles différentes : la stabilisation initiale correspond au réajustement des sédiments à l'angle de repos, tandis qu'à une stabilisation secondaire correspond un ajustement lent et continu sous l'action de l'érosion (Dortch et al 2010 ; voir § 2.1.1.3)

2.1.1.2. Processus de dépôts

a. Les moraines frontales

En raison du retrait glaciaire généralisé au 20^e s, peu de suivis directs de la formation de moraines ont pu être réalisés. Un des processus responsables de la formation des moraines des glaciers tempérés est la poussée avec déformation des sédiments proglaciaires (*bulldozing*) par le front en progression (Rabassa et al, 1979 ; Schlüchter, 1983 ; Winkler et Matthews, 2010b). Le terme *bulldozed moraine* a été proposé par Winkler et Matthews (1999) pour définir ces petites moraines frontales (< 10 m) formées lors d'avancées relativement courtes. D'autres processus peuvent intervenir comme l'incorporation de matériel supra-glaciaire qui chute du front (*dumping*), ou la pression exercée par le front du glacier sur les sédiments de la marge proglaciaire lorsqu'ils sont fins et saturés d'eau.

La taille du cordon sera proportionnelle à la quantité de sédiments disponibles en position proglaciaire. De plus les sédiments fins et saturés en eau ayant une résistance au cisaillement plus faible que des clastes, ils permettent la construction d'un cordon de dimension plus importante (Winkler et Matthews, 2010b). Le fait que le *bulldozing* soit un processus majeur implique la remobilisation de sédiments pré-existants, comme l'atteste la présence de blocs couverts de lichens dans la face distale de certaines moraines (Winkler et Matthews, 2010b), ce qui doit être pris en compte dans la stratégie de datation.

La dernière crue majeure du glacier des Bossons qui a culminé en 1982 illustre les différents processus à l'œuvre dans la construction des moraines frontales (Sesiano, 1982). Le *sandur* où se trouvait alors le front est constitué de sédiments fluvioglaciaires fins. La pression de la glace a permis la construction d'un cordon alimenté par de gros blocs provenant de la surface du glacier (Fig. 2.17). La fonte estivale fait reculer le front du glacier de quelques mètres mais il continue à déposer. C'est la raison pour laquelle la face proximale de ce type de moraines est moins raide que la face distale.



Fig 2.17. Construction d'un cordon morainique frontal par poussée des sédiments fluvioglaciaires fins et remobilisation de blocs tombés du front : le glacier des Bossons lors de la crue du début des années 1980 (photo : L. Reynaud, printemps 1982).

b. Les moraines latérales

Schématiquement, deux modes de formation des moraines latérales peuvent être identifiés : les moraines formées i) par **accrétion proximale**, ou ii) par **accrétion distale** (aussi appelée **superposition** *sensu* Röthlisberger et Schneebeli, 1979) (Schneebeli, 1976 ; Röthlisberger et Schneebeli, 1979 ; Jäger et Winkler, 2011 ; Samolczyk, 2011 ; Fig. 2.18). L'occurrence relative d'un mode sur l'autre dépend en partie de la configuration topographique de la vallée (écoulement du glacier contraint, ou non, par les versants). Les deux peuvent se combiner et présenter une grande variabilité spatiale à l'échelle de la marge proglaciaire (*e.g.* mode de construction différent selon la rive du glacier) (Osborn, 1978 ; Röthlisberger et Schneebeli, 1979 : Fig. 17), et/ou à l'échelle d'un même cordon morainique.

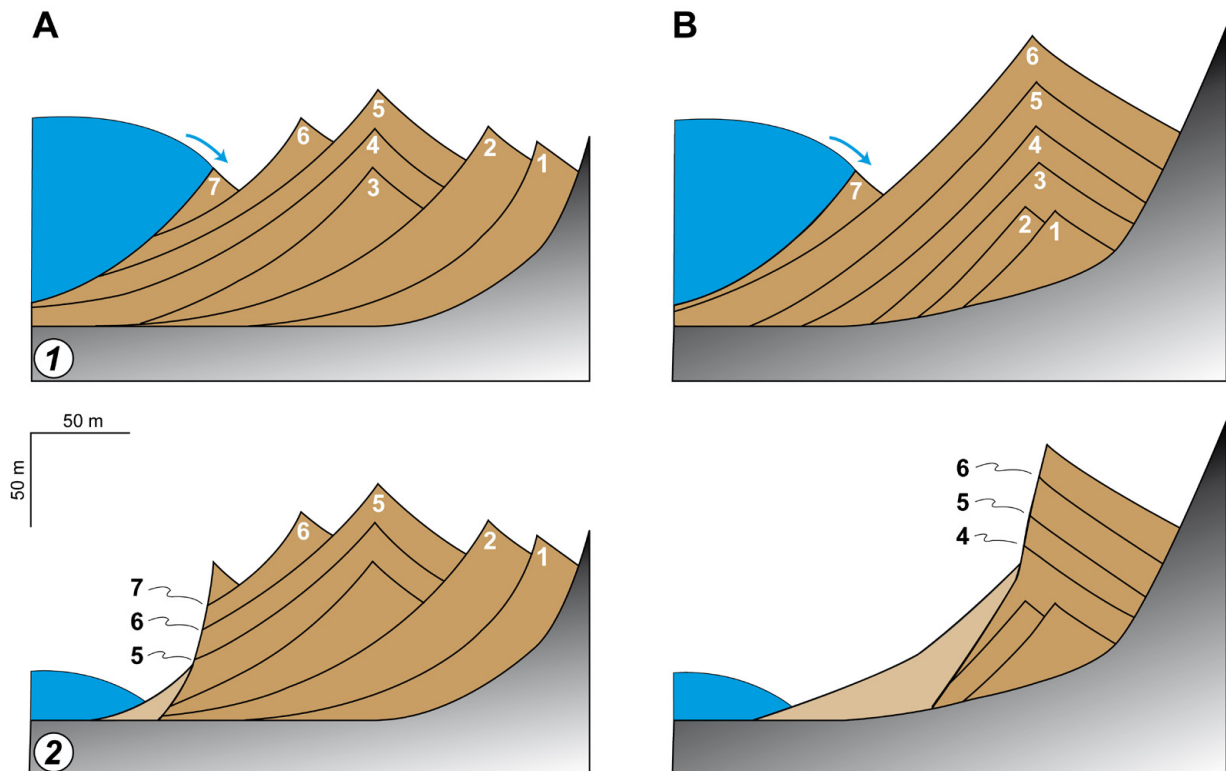


Fig. 2.18. Représentation schématique des modes de construction des moraines latérales, (A) par accrétion proximale, et (B) par accrétion distale (superposition) (noter la combinaison des deux modes). Au temps (1) le schéma ne tient pas compte des phases d'érosion ayant eu lieu entre les phases de dépôts. Le temps (2) correspond à l'état actuel après érosion de la face proximale. Les chiffres indiqués au temps (2) correspondent aux avancées qui peuvent être datées en ciblant : les crêtes des cordons par âges d'exposition (blancs) ; ou les horizons organiques subfossiles (noirs) (adapté de Röthlisberger et Schneebeli, 1979 et Winkler, 2009).

Le principal processus responsable de la formation des moraines latérales est le dépôt sub-aérien de débris supra- et intra-glaciaires par glissement (*lateral dump moraines*). Ces débris saturés d'eau en saison d'ablation glissent de la marge bombée du glacier sous forme de *débris-flows*, et forment des cônes coalescents stratifiés, sur la face distale pré-existante (en cas de superposition). L'axe A des clastes composant ces strates est généralement : i) parallèle à la face distale de la moraine, ii) incliné à 30-35° (l'angle de repos de ce type de matériel), et iii) légèrement incliné vers l'aval (Osborn, 1978 ; Small, 1983 ; Winkler et Hagedorn, 1999 ; Curry et al, 2009 ; Fig 2.19 et 2.20). Dans le cas d'une construction par accrétion proximale, cette stratification peut être moins visible (Osborn,

1978 ; Samolczyk, 2011). Les débris supraglaciaires déposés en position sub-aérienne proviennent principalement de dépôts d'écroulement et de crevasses, recouverts en zone d'accumulation, et qui émergent en zone d'ablation après un transport passif (Small, 1983 ; Goodsell et al, 2005), ou de dépôts d'écroulement et d'avalanches sur la langue du glacier en zone d'ablation.

Lors de ré-avancées moins importantes, de nouvelles moraines peuvent se former de la même façon en position interne (Fig 2.19B). Néanmoins leur conservation est conditionnée par la pente de la face proximale pré-existante et par l'efficacité des processus paraglaciaires².

A l'échelle saisonnière, le dépôt suit un rythme induit par les différences de taux d'ablation entre l'été et l'hiver (Small et al, 1984 ; Fig 2.19D-F).

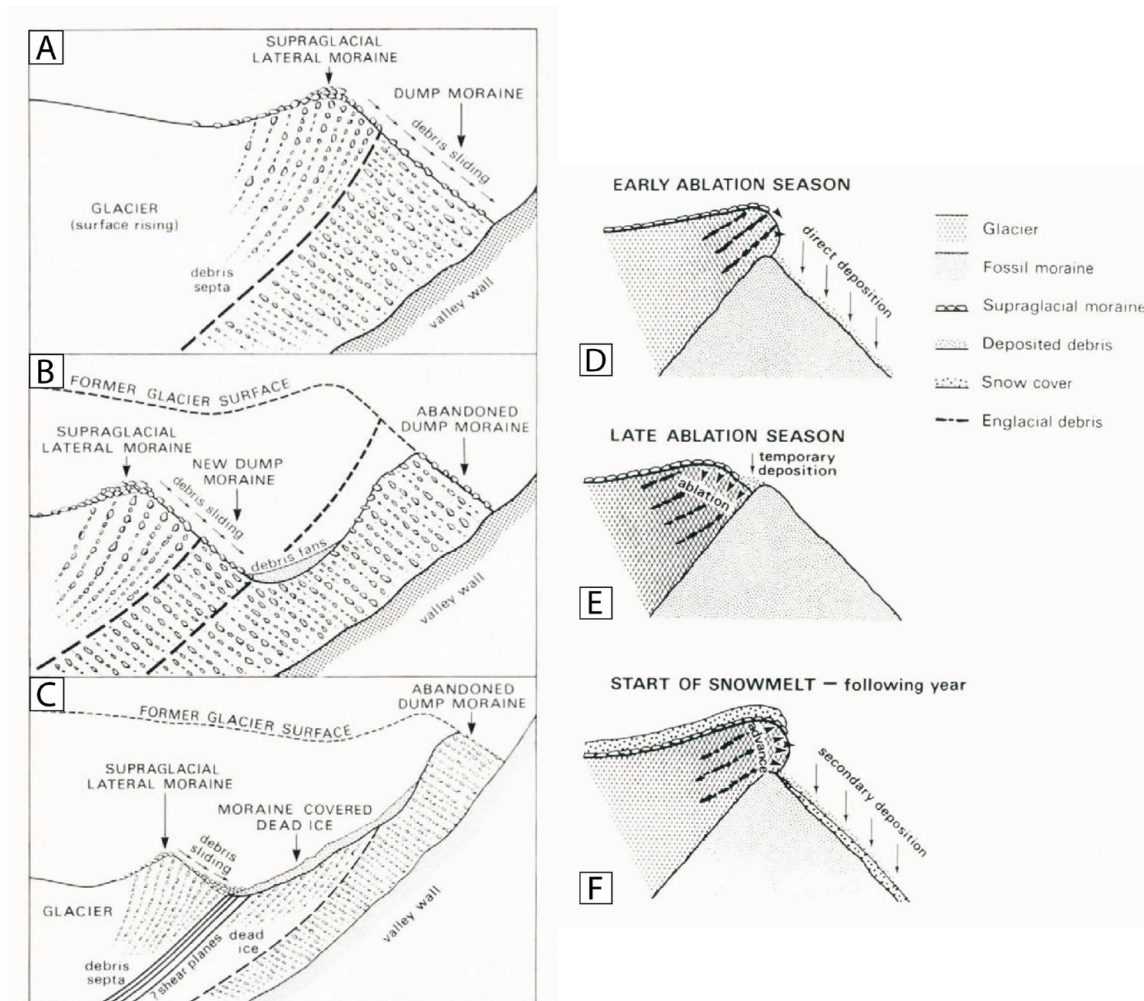


Fig. 2.19. A) Processus de formation d'une moraine latérale par glissement et accumulation marginale des débris transportés passivement en position supra- ou intra-glaciaire ; B) Abandon d'une moraine latérale après un retrait glaciaire marqué, suivi d'une ré-avancée mineure responsable d'un nouveau dépôt ; C) Abandon d'une moraine latérale après un retrait glaciaire marqué (e.g. post PAG) et persistance d'un îlot de glace morte (Small, 1983).

Rythme saisonnier de dépôt par accrétion distale : D) Au printemps la marge du glacier déborde la crête et le dépôt se fait directement sur la face distale ; E) pendant l'été la marge recule et le dépôt se fait à l'interface glacier/moraine ; F) un dépôt secondaire se produit à la fin de l'hiver suivant (Small et al, 1984).

² Le terme *paraglaciale* définit les processus et formes non glaciaires induits par la déglaciation. Il désigne aussi la période qui suit la déglaciation pendant laquelle l'action de ces processus est maximum, puis décline exponentiellement (Ballantyne, 2002)

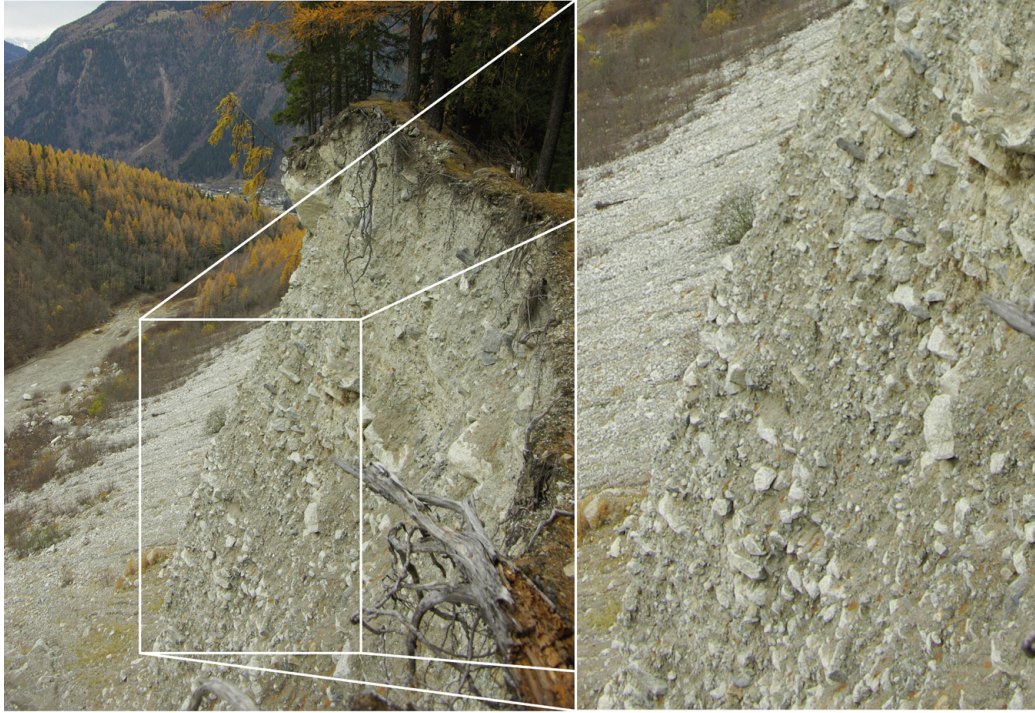


Fig. 2.20. Face proximale de la moraine latérale droite du glacier des Bossons. *Noter le pendage et l'orientation de l'axe A des clastes parallèle à la face distale.*

Un autre modèle de construction des moraines latérales a été présenté récemment par Lukas et al (2012). D'après l'analyse sédimentologique (fabrique, forme) de plusieurs affleurements et coupes pratiquées dans les moraines latérales du Findelengletscher, ces auteurs n'ont pas trouvé d'évidence pour des sédiments exposés à leur angle initial de repos (*i.e.* dépôts sub-aériens non altérés, Fig. 2.19 ; Fig. 2.20), mis à part dans les derniers mètres de la face proximale. En effet, les analyses de fabrique montrent une orientation des clastes majoritairement parallèle à l'écoulement du glacier dans les faces proximales (et non pas perpendiculaire comme dans le modèle précédent), et l'analyse de forme indique qu'ils ont majoritairement subi une érosion sous-glaciaire et/ou fluvioglaciaire (émoussé, stries...).

Ils en déduisent que le processus responsable du dépôt des sédiments exposés dans les faces proximales est le placage de till remobilisé et de till de fond, qui se produit en position basale lors des périodes d'avancées (Schluchter, 1983). La pression de la glace entraîne également une tectonisation des sédiments déjà déposés. Ce modèle pourrait expliquer la surconsolidation des sédiments qui a pour conséquence la grande stabilité des faces proximales et explique les angles mesurés, bien supérieurs à l'angle de repos.

Ce modèle conceptuel est présenté sur la Figure 2.21. Le dépôt sous forme de *debris flows* présenté *supra* est effectif en (a). Lors d'une période de retrait la face proximale s'érode en partie puis un sol se forme sur la face distale (b-c). Une avancée postérieure entraîne l'épaississement progressif du placage de till de fond primaire ainsi que la fossilisation du sol formé sur la face distale (d). Des îlots de glace morte peuvent être préservés quelques décennies après le retrait du glacier dans la partie inférieure de la face proximale (e-f). Les processus paraglaciers (ravinement, fonte de glace morte) entraînent un raidissement de la partie supérieure de la face proximale, et la formation de cônes qui nappent la base du till en place (g). A ce stade, le till déposé de façon sub-aérienne n'affleure que dans les derniers mètres de la face proximale, le noyau de la moraine est fortement tectonisé par les différents épisodes de dépôts qui se sont succédé (stades c à e) et la face proximale est constituée d'un placage plurimétrique de till de fond.

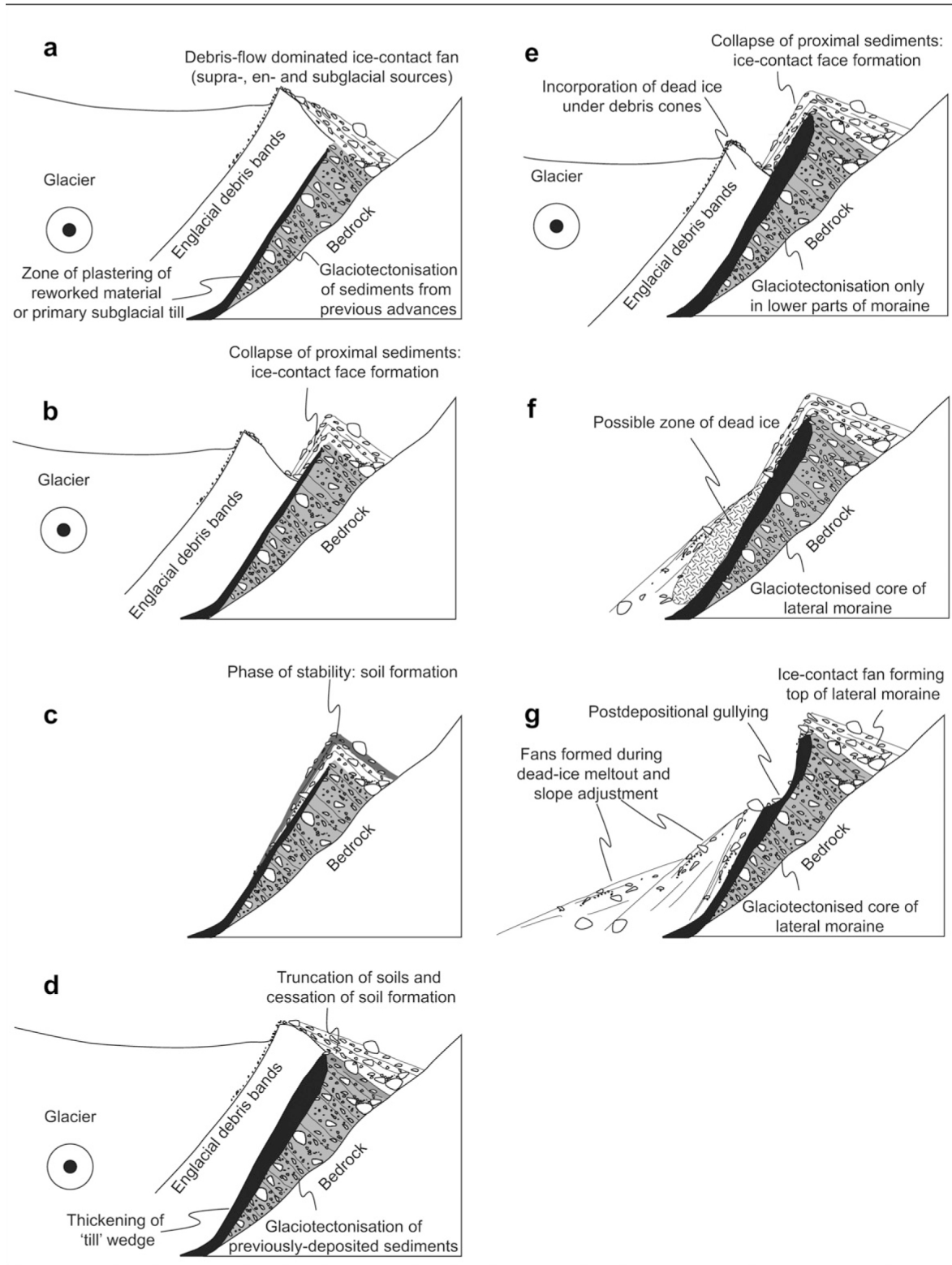


Fig. 2.21. Schéma conceptuel de formation des moraines latérales des glaciers alpins d'après l'exemple du Findelengletscher (Lukas et al, 2012).

D'après un examen qualitatif, les blocs et clastes de la partie inférieure de la face proximale de la moraine latérale droite de la Mer de Glace sont majoritairement sub-arrondis (à sub-anguleux), non anguleux ni tabulaires comme décrits dans certaines marges proglaciaires (Osborn, 1978 ; Curry et al, 2009) et ne montrent pas de stratification marquée (e.g. Fig. 2.22F). Cela pourrait s'expliquer par la prépondérance de l'apport de débris transportés en position basale sur l'apport supra- et intra-glaciaire sur ce site.

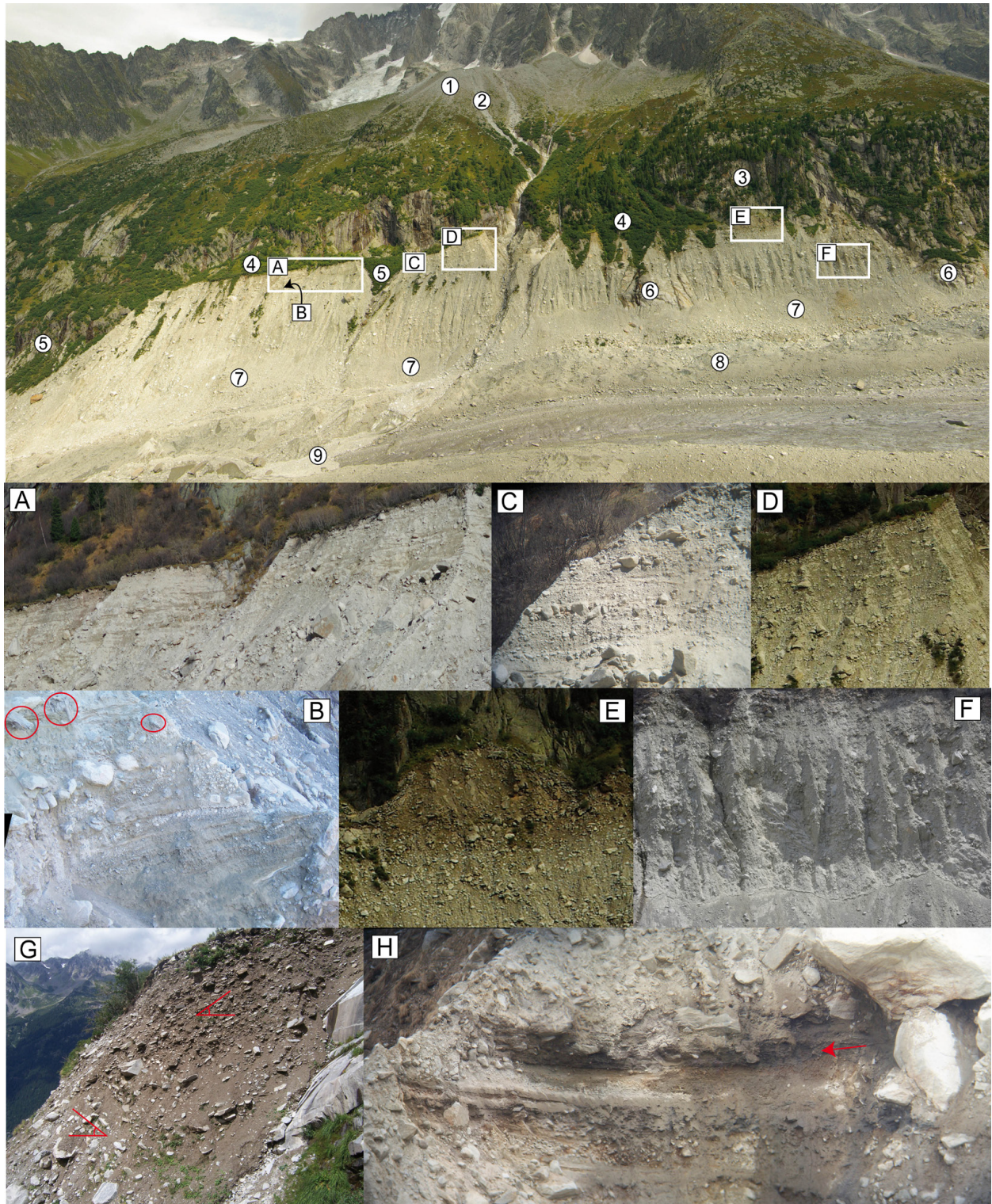


Fig. 2.22. Le contexte topographique et les faciès sédimentaires glaciaires et non-glaciaires associés à une moraine latérale d'un glacier de vallée alpin : l'exemple de la Mer de Glace (secteur du Monternvers).

(1) Bastion morainique d'un glacier régénéré, (2) résurgence des eaux de fonte, (3) peuplement mature de conifères, (4) « ablation valley », (5) ravines en voie de végétalisation, (6) affleurement de bedrock, (7) tablier d'éboulis, (8) couverture détritique, (9) Debris flow.

(A), (B), (C), (D) Alternance de faciès glaciaires (till) et fluvioglaciaires (sables, graviers, galets). Les cercles indiquent une strate de bois subfossiles en (B). Noter le litage plus prononcé et le pendage important des strates de sédiments à proximité du cône alluvial en (D), attestant de l'interstratification de till et de sédiments paraglaciers remobilisés par les écoulements proglaciaires du glacier à l'amont

(gl. des Drus). Ce cône a ensuite été profondément incisé ; **(E)** dépôt d'écroulement (diamicton à débris anguleux) ; **(F)** Till massif raviné dans la partie inférieure de la moraine ; **(G)** Imbrication des colluvions et du till. Noter la direction opposée du pendage des clastes ; **(H)** Sédiments fluvioglaciaires et paléosol (flèche) entre deux unités de till.

L'hétérogénéité des faciès observables sur les faces proximales des moraines révèle la diversité des modes de dépôts, et donc des processus à l'œuvre. Les strates de *till* alternent souvent avec des passées sableuses et des galets et graviers fluvioglaciaires, indiquant un dépôt dans des chenaux temporaires au contact glacier/versant. Les processus de versant (écoulement des eaux, écroulement, avalanches, debris flows...) dont les dépôts sont bloqués par le talweg séparant la moraine du versant (*i.e. ablation valley*) participent également de la formation de ces édifices. Des mares temporaires se forment aussi parfois entre les dépôts.

Les faciès sédimentaires glaciaires et non-glaciaires peuvent s'emboîter, comme dans le cas de cônes alluviaux/debris flows (Fig. 2.22D/G), ou se juxtaposer par contact érosif dans le cas de dépôts d'écroulements (Fig. 2.22E). Lorsque les processus de versant sont très actifs, la formation de la moraine est perturbée par des cycles d'incision/comblement (Osborn, 1986). L'incision se produit lors du retrait du glacier quand le niveau de base local s'est abaissé de plusieurs dizaines de mètres (voir § 2.1.1.3). Le comblement de ces ravines nécessite une élévation de la surface du glacier qui crée un barrage, et permet aux sédiments de se déposer en position juxta-glaciaire.

Les phases de stabilisation, et de non-déposition de matériel glaciaire, se traduisent par des discordances : paléosols, horizons de débris organiques subfossiles (dont ligneux), faciès de dépôt liés à de l'eau stagnante, tephres, etc... (Röthlisberger, 1976 ; Gellatly et al, 1985 ; Osborn et Karlstrom, 1989 ; Fig 2.22H). Dans certains cas des passées silto/sableuses (faciès éolien) recouvrent le paléosol traduisant une augmentation de l'érosion éolienne de la face proximale en période de progression du glacier, juste avant recouvrement et dépôt d'un till (Schneebeli, 1976 : photo. 16 et Fig. 12 ; Lukas et al, 2012).

Si les caractéristiques des débris qui sont transportés par le glacier changent (taille, lithologie...), ces changements seront décelables dans la stratification de la moraine latérale. C'est le cas notamment avec les dépôts d'écroulement transportés en position supraglaciaire, qui peuvent être déposés en strates contenant une forte proportion de blocs, traçables sur plusieurs centaines de mètres (Humlum, 1978 ; Osborn, 1986).

La lithologie des moraines reflète également la lithologie dominante du bassin versant. Les moraines latérales du glacier des Bossons sont de ce fait dissemblables du fait d'un apport essentiellement constitué de granite en rive droite, et de gneiss, schistes et calcschistes en rive gauche. Cette différence se reflète dans la granulométrie et la morphologie des dépôts avec une proportion plus importante de blocs et un commandement plus important de la partie non talutée pour la moraine de rive droite.

La quantité de débris transportés par le glacier va aussi conditionner la taille des édifices morainiques. Dans certains cas les moraines sont asymétriques, reflétant l'abondance de débris disponibles sur un côté de la vallée du fait d'écroulements qui se produisent préférentiellement dans cette partie du bassin versant (Matthews et Petch, 1982 ; Curry et al, 2009).

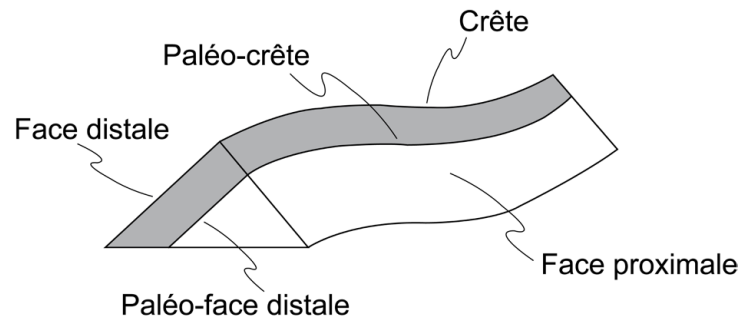


Fig 2.23. Coupe schématique d'une moraine latérale construite par superposition (accrétion distale). La paléo-face distale était la face distale de la partie non ombrée de la moraine (d'après Osborn, 1986).

Théoriquement chaque strate déposée par accréation distale (superposition) est parallèle à sub-parallèle à la crête actuelle, et donc isochrone (Fig. 2.24). C'est-à-dire qu'elle représente un même épisode de dépôt sur toute sa longueur et une paléo-crête de la moraine au moment du dépôt (Fig. 2.23). Cela implique des hypothèses qui ne sont valides que localement à l'échelle de la marge proglaciaire : i) les surfaces du glacier responsables du dépôt des différents till étaient toujours parallèles, ii) que la même épaisseur de matériel a été déposée sur toute la longueur de la moraine (Osborn, 1986). De plus, dans certaines marges proglaciaires ces strates ne sont pas parfaitement parallèles à la crête de la moraine mais ont une inclinaison de plus en plus marquée vers l'amont (Humlum, 1978). Ces strates, qui peuvent être interprétées comme le profil en long du glacier lors du dépôt, reflètent donc l'extension croissante du glacier au cours de l'Holocène (Fig. 2.24).

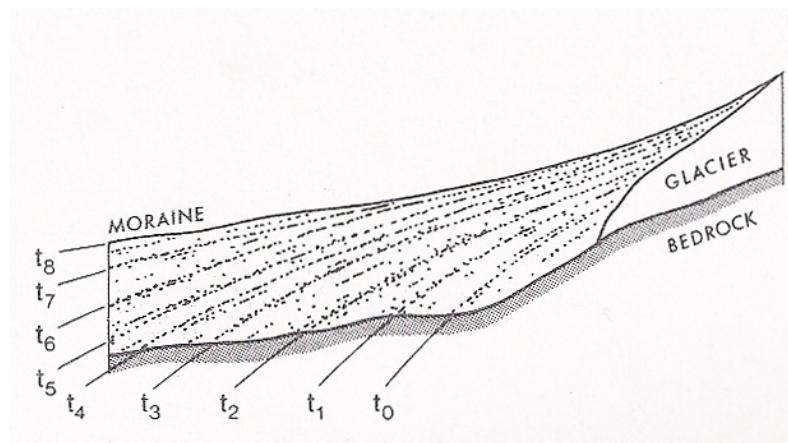


Fig. 2.24. Profil en long schématique de la stratification dans une moraine latérale. Les strates à blocs sont représentés par des isochrones ($t_0 - t_g$), de plus en plus récentes vers la crête de la moraine (Humlum, 1978).

La période de formation de ces grandes moraines latérales composites stratifiées (*layered/stratified lateral moraine*) était initialement attribuée au seul PAG. La découverte et la datation de débris organiques intercalées entre les différentes unités de till ont permis de prouver que leur construction s'échelonnait sur une période beaucoup plus longue, englobant la seconde moitié, voire la totalité de l'Holocène (Schneebeli, 1976 ; Röthlisberger, 1976 ; Gellatly et al, 1985 ; Ryder et Thompson, 1986 ; Osborn et al, 2001 ; Reyes et Clague, 2004 ; Koch et al, 2007 ; Samolczyk, 2011).

Les taux de dépôt par accrétion distale sont difficiles à évaluer, et variables selon les avancées et les glaciers. Si l'on considère les datations disponibles sur les strates organiques qui pré-datent le PAG, on peut évaluer à ~8-15 m l'épaisseur de matériel déposé pendant cette période (voir § 2.3.3.4 et 3.4 ; Orombelli et Porter, 1982 ; Bless, 1984 ; Wetter, 1987 ; Deline, 1999)

2.1.1.3. Les limites de l'enregistrement morainique de surface

a. Un enregistrement partiel et discret

L'enregistrement glaciaire de surface, *i.e.* la succession de moraines que l'on peut observer en position frontale ou latérale, ne reflète pas la totalité des avancées glaciaires qui se sont produites. Plusieurs processus, internes ou externes au système glaciaire, entraînent la remobilisation des dépôts pré-existants : i) une avancée postérieure plus importante, ii) l'action érosive des écoulements proglaciaires, des processus de versant, iii) la dénudation de long terme. La combinaison de ces processus implique que l'enregistrement est généralement de moins en moins complet en remontant le temps (Kirkbride et Brazier, 1998 ; Fig. 2.36).

Une analyse statistique de la probabilité de conservation des moraines déposées par 10-20 avancées, dont l'extension spatiale est aléatoire (*i.e.* pas de tendance temporelle) montre que seulement trois vont être préservées (Gibbons et al, 1984). Cet ordre de grandeur est corroboré par la comparaison entre les enregistrements de surface et marins des glaciations quaternaires ; ou par la comparaison entre l'enregistrement morainique néoglaciale islandais, et un proxy climatique indépendant (Kirkbride et Dugmore, 2006). De même, le fait qu'une séquence de n moraines déposée dans une vallée corresponde exactement à celle d'une vallée voisine ne signifie pas qu'il s'agisse des mêmes avancées – du fait de cette conservation sélective et des différences topographiques – surtout s'il s'agit d'une période qui a connu des avancées d'amplitude à peu près égales (Gibbons et al, 1984).

L'enregistrement est donc oblitéré par les avancées postérieures plus importantes. A moins de ne considérer qu'une période de retrait continu (*e.g.* période post PAG). Une tendance générale à l'expansion caractérise les glaciers de l'hémisphère nord pendant l'Holocène, le PAG constituant souvent l'une des avancées majeures, notamment dans les Alpes (Grove, 2004). L'étude des fluctuations holocènes ne peut que rarement se baser sur les moraines frontales (Osborn, 1986 ; Kirkbride et Brazier, 1998), notamment dans un contexte alpin de forte énergie. En position latérale la probabilité de conservation des traces d'un plus grand nombre d'avancées est supérieure.

Enfin l'une des limites majeures de l'enregistrement morainique est qu'il ne renseigne que les phases de culmination de l'activité glaciaire, et ne donne aucune information sur les retraits, et sur leur amplitude. L'information contenue dans la plupart des chronologies glaciaires est ponctuel dans le temps et dans l'espace. L'intervalle entre les datations peut donc faire l'objet d'interprétations différentes (Schoeneich, 1998b).

b. La dégradation des moraines

Pendant la période qui suit le retrait du glacier les formes glaciaires déposées sont soumises à l'action des processus paraglaciales. Les moraines à support matriciel sont des dépôts non consolidés, et vont donc évoluer avec le temps. Immédiatement après le dépôt, la section transversale d'une moraine latérale construite par accrétion peut être considérée comme triangulaire, avec des versants inclinés à l'angle de repos (~34°). Sous l'action des processus érosifs (eau, déflation éolienne, fluage...), le matériel (principalement les fines) de la partie sommitale va être érodé, et redéposé à la base. Le profil

va donc s'adoucir, jusqu'à atteindre un profil de « relaxation »

La modélisation de la dégradation des moraines a fait l'objet d'un nombre croissant d'études ces dernières années (Hallet et Putkonen, 1994 ; Putkonen et Swanson, 2003 ; Putkonen et O'Neal, 2006 ; O'Neal, 2006 ; Putkonen et al, 2008 ; Applegate et al, 2010) car sa quantification est primordiale pour l'évaluation des âges obtenus avec les méthodes de datation par exposition (datations cosmogéniques, lichénométrie, Schmidt-Hammer). Elles sont en effet basées sur le postulat que l'exposition d'un bloc, qui se trouve sur la crête de la moraine, est contemporaine du retrait du glacier. Ces travaux combinent des modèles de diffusion des sédiments (Fig. 2.25) et des modèles statistiques caractérisant la distribution des datations, afin d'estimer l'influence de l'érosion des sédiments – et donc de l'exhumation des blocs – sur les âges obtenus.

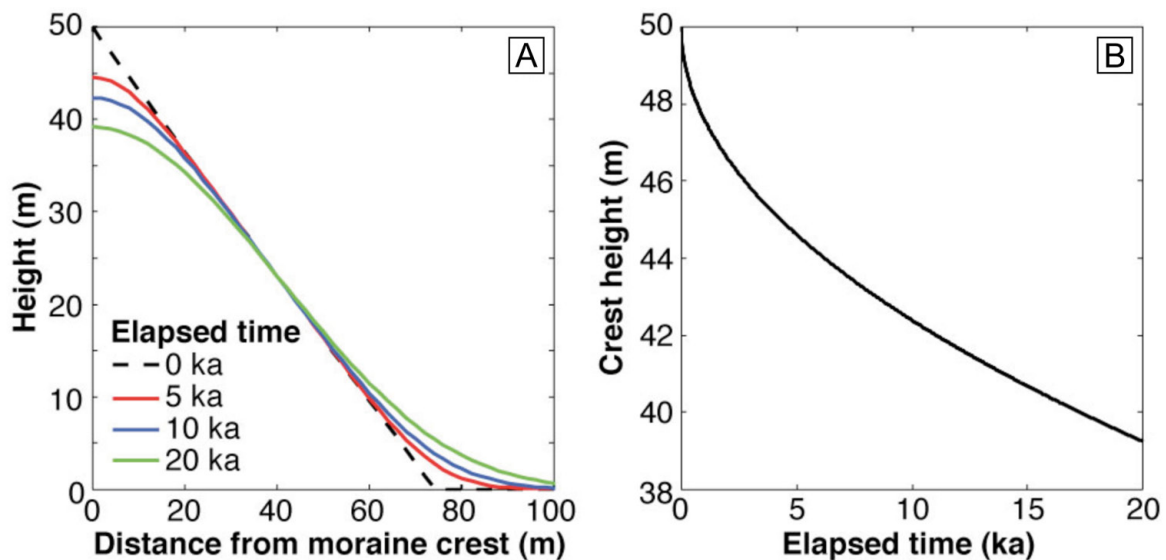


Fig. 2.25. Evolution du profil (a), et de la hauteur d'une moraine (b) en fonction du temps, selon un modèle de diffusion des sédiments. Dans cet exemple la hauteur initiale de la moraine est 50 m, la pente moyenne est 34° et la diffusivité est $10^{-2} \text{ m}^2/\text{an}$. Noter l'évolution du profil vers une forme arrondie, et l'abaissement plus rapide de la crête pendant les premiers millénaires (Applegate et al, 2010).

Les flux de sédiments sur le versant d'une moraine sont fonctions de la pente, et d'un coefficient de diffusivité qui représente le taux d'érosion du sédiment. Celui-ci varie selon plusieurs paramètres (précipitations, couverture végétale, capacité d'infiltration et granulométrie du sol) et doit donc être établi localement (Putkonen et Swanson, 2003).

Les résultats indiquent que la dégradation relative (quantité d'érosion rapportée à la taille de la moraine) augmente avec : i) la taille de la moraine, ii) la proportion de matrice dans le dépôt. Les valeurs d'érosion minimums reconstituées correspondent à 25% de la hauteur finale observée (Putkonen et O'Neal, 2006).

D'autre part, si l'on assume une répartition des blocs homogène dans le till déposé, la fréquence des blocs observés en surface de la moraine peut être utilisée comme un indicateur du taux d'érosion. Sur la crête, l'érosion de la matrice entraîne une fréquence de blocs nettement supérieure à celle du flanc de la moraine. En pied de versant, les blocs originels sont enfouis par les sédiments érodés de la crête. La quantité d'érosion en tout point de la moraine peut donc être quantifiée en mesurant la

fréquence des blocs observés en surface (Putkonen et al, 2008 ; Fig. 2.26).

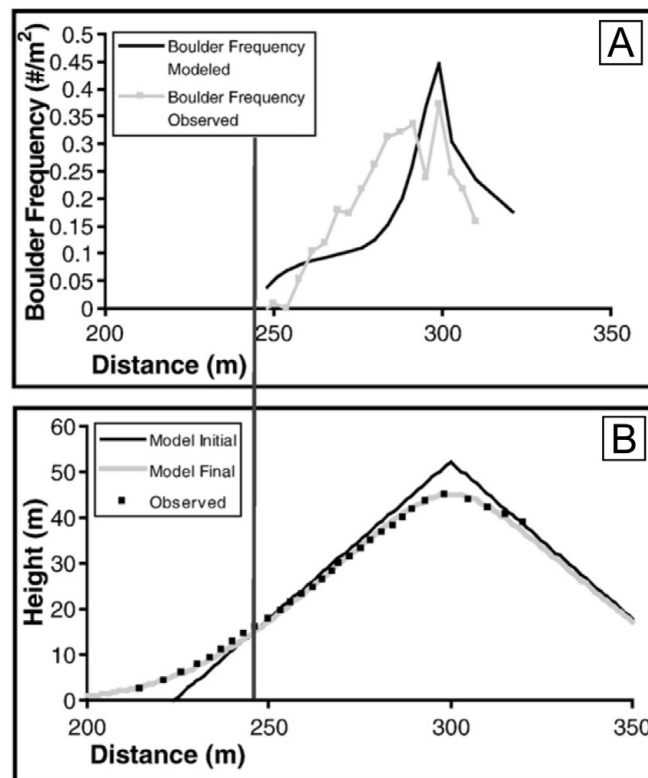


Fig. 2.26. Fréquence des blocs de surface (a), et profil transversal (b), modélisés et observés, pour la moraine de Rongbuk, Népal (~11 ka). La concordance entre les mesures et le modèle de diffusion suggère que l'évolution de la moraine ne peut s'expliquer que par une dégradation significative (abaissement de la crête, redépôt en pied de versant). Noter que les blocs exposés lors du dépôt ne sont plus visibles en dessous du point d'inflexion (ligne verticale) (Putkonen et al, 2008).

L'érosion est plus rapide dans la phase initiale qui suit la déglaciation, puis ralentit avec le temps (Fig. 2.25B). Les données lichénométriques acquises par O'Neal (2006) sur des profils perpendiculaires à la crête de moraines jeunes (50-150 ans) montrent en effet qu'aucuns blocs originels n'est plus présent sur la crête après ce laps de temps.

En conséquence, ces formes ne peuvent être considérées comme stables, même sur une courte échelle de temps, et l'érosion (et son impact sur l'âge apparent des blocs par exhumation) est proportionnellement plus important pour la datation de moraines holocènes que pour des moraines pléistocènes. Néanmoins, comme les moraines holocènes sont d'une taille inférieure, elles sont en général moins sujettes aux processus d'érosion.

En résumé, une moraine de petite taille (< 10 m), constituée de clastes et de blocs à faible support matriciel, ne subira qu'une dégradation minime, et constitue de ce fait une surface particulièrement adaptée aux méthodes de datation citées.

Peu de travaux ont été menés dans les Alpes sur l'évolution des grandes moraines latérales construites par superposition. Les résultats existants indiquent que ces formes sont soumises à une incision marquée dans les premières décennies de la déglaciation. La taille et la profondeur des ravines atteint un maximum ~50 ans après la déglaciation, et diminue ensuite (Curry et al, 2006 ; Fig.

2.27). Lorsque le *bedrock* est mis au jour dans la partie supérieure de la ravine l'apport de sédiments cesse, et la végétation gagne et stabilise la forme. Ce relief atténué, moins dynamique, de ravines « matures » associées à des cônes coalescents et des tabliers de débris, est atteint ~80 à 140 ans après la déglaciation. Les taux d'érosion calculés dans ce type de terrain sont de l'ordre de 50-100 mm.an⁻¹ (Curry et al, 2006).

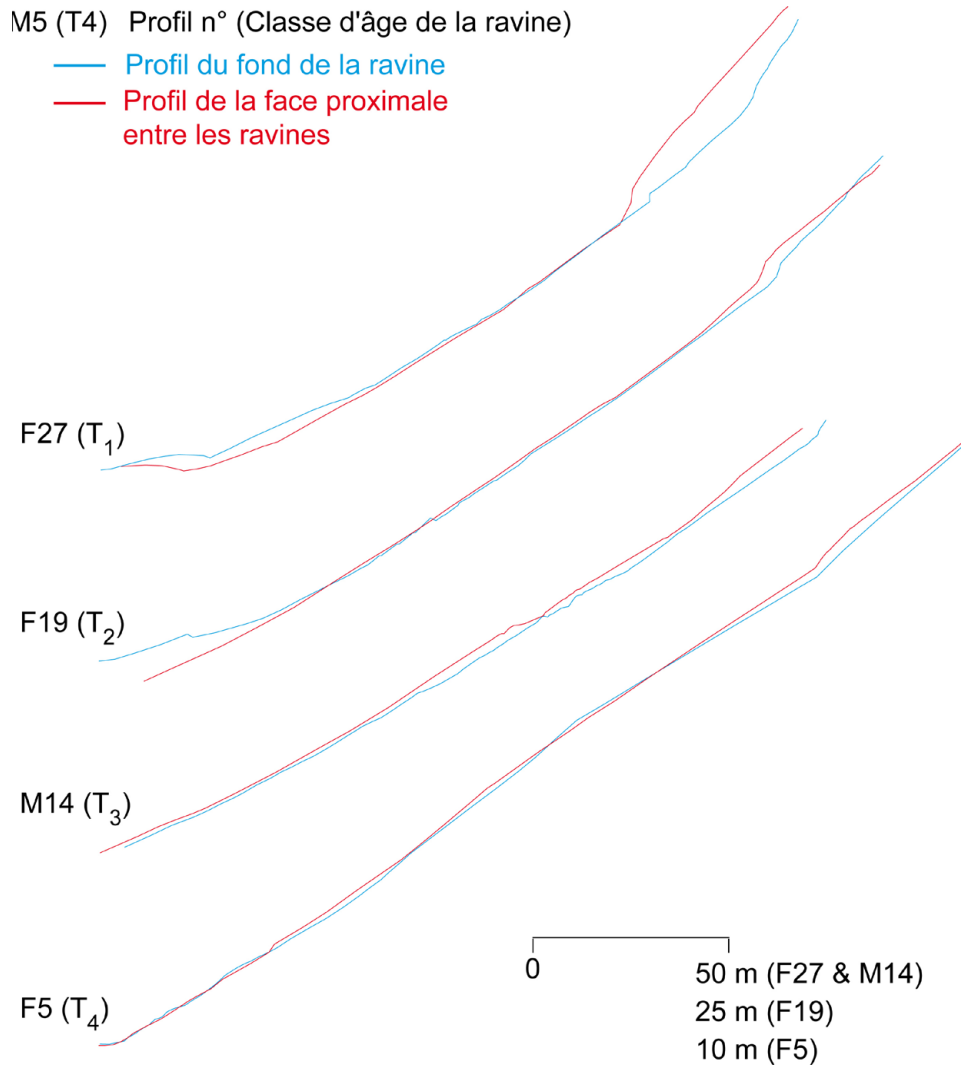


Fig 2.27. Profils transversaux de ravines mesurés dans des secteurs de moraines latérales dont l'âge de déglaciation est croissant de haut en bas (T1 à T4 qui correspondent à des secteurs déglacés depuis ~50 à 150 ans). La dimension des ravines est maximale 50 ans après la déglaciation de la moraine et le versant se régularise ensuite (d'après Curry et al, 2006)

Néanmoins le ravinement n'évacue pas la totalité des sédiments et une grande partie peut être stockée à l'échelle multi-décennale, sous forme de versant très raide (angle >70° sur certaines portions ; Fig. 2.28A). La persistance de ces formes est due à la composition et au mode de dépôt de ces moraines, *i.e.* à la résistance au cisaillement des clastes tabulaires imbriqués, dont les plans A/B sont parallèles à la face distale (Curry et al, 2009 ; Fig. 2.28B ; voir Lukas et al, 2012 pour une explication alternative).

Les principaux facteurs d'érosion de ces formes sont les fortes précipitations d'orages, et la fonte du manteau neigeux qui génère des *débris flows*.

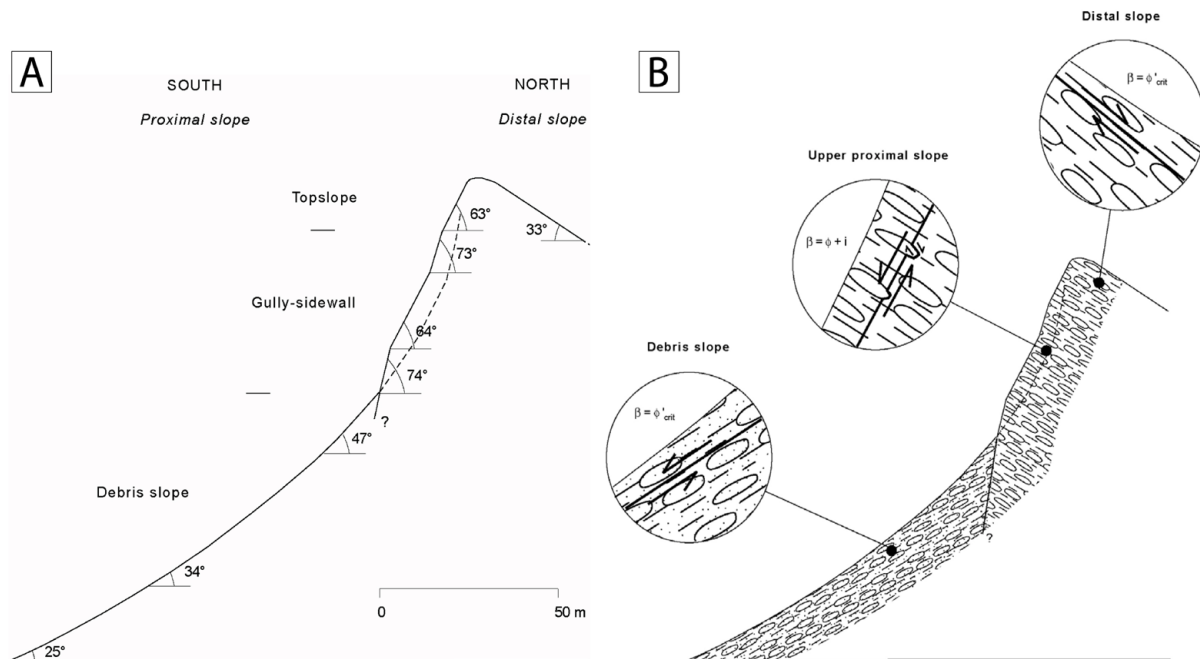


Fig. 2.28. (A) Section transversale de la moraine du Feegletscher (Valais, Suisse) et mesures de pente moyennes. Les pointillés figurent le fond de la ravine. Noter la raideur de la partie sommitale et de la base du secteur raviné ; (B) Section transversale schématisant l'influence de la forme et de la disposition des clastes sur la résistance au cisaillement, et donc sur l'angle de la moraine (Curry et al, 2009).

c. Les moraines « non-climatiques »

Les fluctuations des glaciers alpins, et donc leur enregistrement morainique, sont considérées depuis plusieurs décennies comme un indicateur fiable des variations du climat pendant l'Holocène (e.g. Denton et Karlén, 1973). Cependant, dans certains cas les moraines ne reflètent pas le signal climatique car elles peuvent avoir été déposées sous l'influence de processus non-climatiques.

C'est le cas par exemple lorsqu'un écoulement rocheux se dépose sur un glacier. Cet événement va avoir un effet dramatique sur la dynamique du glacier, surtout s'il se produit en zone d'ablation. Le pouvoir protecteur du dépôt est tel qu'il va modifier le bilan de masse sur plusieurs années, et entraîner une avance du front. L'interprétation climatique qui est faite de moraine déposée dans ces conditions est donc erronée (Reznichenko et al, 2011 ; 2012). Dans le massif du Mont Blanc, de tels événements – modifiant le régime des glaciers – se sont produits dans la période historique, notamment aux glaciers de la Brenva, et du Triolet (Orombelli et Porter, 1982 ; Deline, 2009 ; 2011 ; Deline et Kirkbride, 2009).

Lorsque le glacier se retire, la morphologie et les faciès sédimentologiques du dépôt d'écroulement peuvent s'apparenter à ceux d'une moraine (Hewitt, 1999 ; Deline, 2009 ; Deline et Kirkbride, 2009 ; Reznichenko et al, 2011 ; 2012 ; Fig. 2.29).

D'une manière générale, l'enregistrement morainique des glaciers noirs – dont les fluctuations sont reconnues comme étant partiellement découplées du signal climatique (e.g. Huss et al, 2007 ; Juvet et al, 2011) – est à prendre avec précaution (Kirkbride et Brazier, 1998). Cependant, l'évaluation de la variabilité de la couverture détritique à l'échelle holocène est délicate. Le caractère couvert est

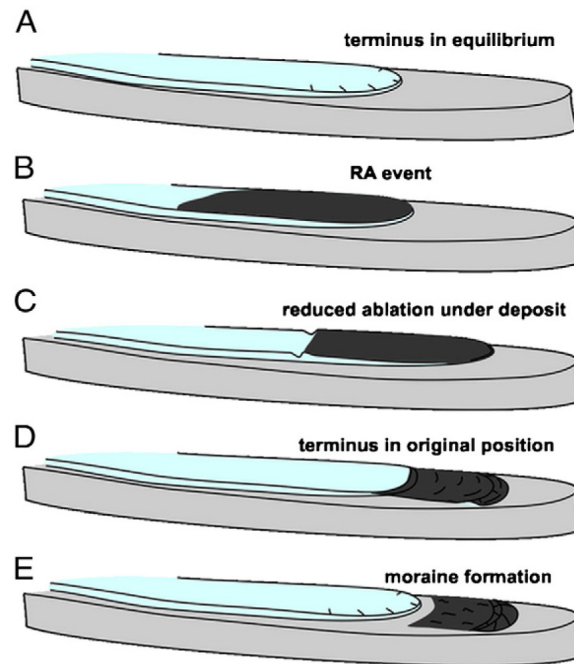


Fig. 2.29. Réponse d'un glacier à un écoulement rocheux recouvrant la zone d'ablation. (A) glacier à l'équilibre avant l'écroulement ; (B) l'écroulement met en place un dépôt, l'ablation est réduite de ~70% ; (C) La forte baisse de l'ablation conduit à un moindre amincissement de la langue, et à une augmentation de la vitesse d'écoulement, l'étendue du dépôt se contracte ; (D) la partie couverte se détache et continue à s'écouler lentement, formant une moraine frontale ; puis devient stagnante, et finit de se déposer sous forme de moraine d'ablation immédiatement à l'amont ; (E) toute la glace a fondue, laissant une forme caractéristique (Reznichenko et al, 2011).

pour certains glaciers la réponse à quelques cycles de bilans de masse négatifs. Leur surface pouvait donc être dépourvue de débris pendant les épisodes froids holocènes, par analogie avec la situation à la fin du PAG (*e.g.* Deline, 2005). Sur d'autres appareils la couverture s'est accrue sur une période beaucoup plus longue (*e.g.* Néoglaciale), par effet cumulatif, en dépit de périodes de bilans de masse positif (Kirkbride, 2000). Sur ces glaciers, les variations du bilan de masse se traduisent plus par des variations d'épaisseur (de faible fréquence et amplitude), que par des fluctuations frontales (Deline, 1999 ; Thomson et al, 2000), et impliquent un épaississement progressif de la zone d'ablation (Fig. 2.29).

Cette tendance de long terme à l'expansion, entrecoupées de courtes périodes de récession, explique également qu'ils construisent majoritairement des moraines par superposition ; alors que les glaciers blancs construisent plutôt des moraines par accréation, car les avancées successives peinent à atteindre le même niveau (Kirkbride et Brazier, 1998). Elle explique également la fréquence plus importante avec laquelle ils débordent leurs moraines latérales, et déposent du matériel. La protection vis-à-vis de l'ablation augmentant, ils sont de moins en moins sensibles aux bilans de masse négatifs, ce qui leur permet d'atteindre plus facilement la crête, et de déposer du matériel plus longtemps pendant les phases d'avancées (voir Kirkbride et Brazier, 1998 : Fig. 2.30). C'est une des raisons pour lesquelles certains glaciers noirs ont pu dépasser leurs moraines latérales lors d'avancées récentes (*e.g.* Brenva, Miage), alors que des glaciers blancs comparables sont encaissés plusieurs dizaines de mètres en dessous de la crête morainique (*e.g.* Mer de Glace).

De plus, une rétroaction positive relie l'apport élevé de débris, et la contrainte exercée par les moraines, qui freine l'écoulement du glacier, et entraîne un taux de dépôt *in situ* élevé. Elle a pour conséquence une aggradation progressive du lit glaciaire, qui se retrouve « perché » plusieurs dizaines de mètres au dessus de la vallée (Lliboutry, 1977 ; Kirkbride, 2000 ; Benn et al, 2005).

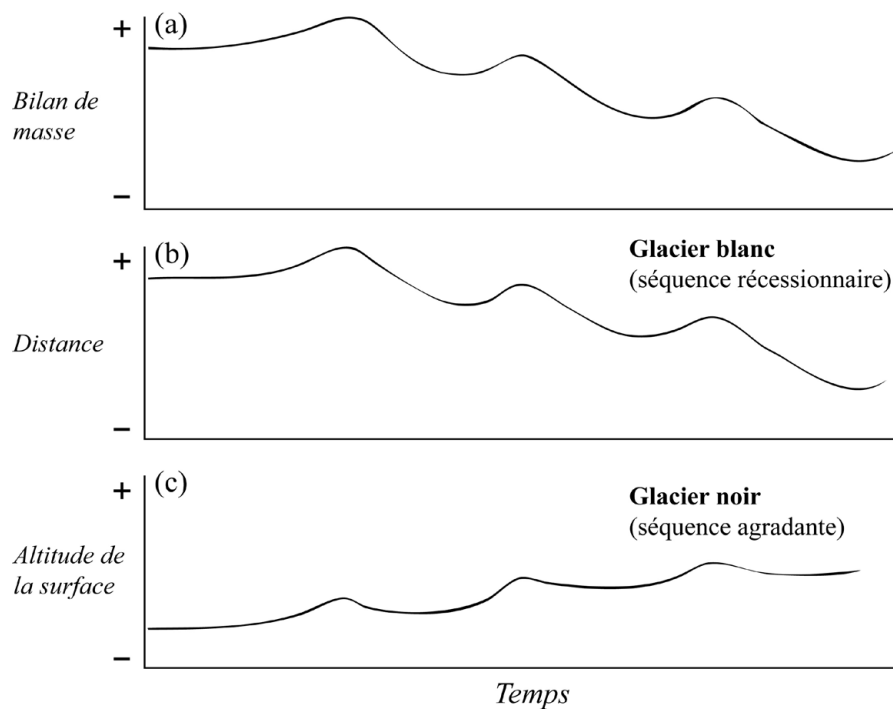


Fig. 2.30. Représentation schématique de l'effet protecteur de la couverture détritique pendant les cycles de bilans de masse négatifs (a), sur les variations millénaires d'élévation de la surface du glacier (c), en comparaison des fluctuations frontales d'un glacier blanc (b) qui connaît la même histoire climatique. Ce schéma traduit le caractère cumulatif de la réponse du glacier, de moins en moins connectée au climat (Kirkbride et Brazier, 1998).

Dans certains contextes, (glaciers arctiques et/ou glaciers noirs...) la stabilisation des moraines peut nécessiter une très longue période car des îlots de glace morte persistent sous la couverture détritique plusieurs décennies (à plusieurs siècles) après le retrait du glacier, créant des dépôts à la morphologie particulière (*hummocky moraine*, e.g. glacier de l'Unteraar). La datation de l'exposition de ces surfaces renvoie la plupart du temps des résultats incohérents (Dortch et al, 2010).

2.1.1.3. Stratégies de datation appliquées aux moraines

La diversité des formes glaciaires (qui résultent de modes de dépôt différents) influence les méthodes de datation utilisables.

Les séquences morainiques résultant d'une accrétion proximale permettent la mise en oeuvre de méthodes de datation par exposition (datations cosmogéniques, lichénométrie, Schmidt-Hammer) du fait de la présence de blocs appropriés sur la crête des cordons.

L'essor des datations cosmogéniques est dû au fait que l'on peut dater directement la forme glaciaire, et que les cibles potentielles sont (relativement) nombreuses.

Les méthodes de datation relative, comme la mesure de l'altération chimique des roches (soit avec un marteau de Schmidt (SHD), ou en mesurant l'épaisseur des cortex d'altération), peuvent être calibrés

numériquement avec des datations cosmogéniques. Les nombreux points de mesure qu'autorisent cette méthode permettent d'avoir une meilleure représentativité (Winkler 2009 ; Cossart et al, 2010 ; Bohlert et al, 2010).

Les moraines composites construites par superposition préservent souvent plusieurs avancées successives. Elles sont donc susceptibles de renfermer du matériel organique subfossile qui s'est développé *in situ*, ou qui a été apporté sur le dépôt par les processus de versant. Cette matière organique peut être datée au ^{14}C (ou par dendrochronologie dans des conditions favorables). La durée de formation de ces formes peut aussi être datée grâce à l'OSL, mais l'échantillonnage en milieu glaciaire doit être minutieux afin d'inclure uniquement des sédiments dont le signal de luminescence a suffisamment été « remis à zéro » par l'exposition à la lumière, *i.e.* dont le dépôt s'est fait en position subaérienne, ou distale par rapport à la marge glaciaire (Fuchs et Owen, 2008).

2.1.2. La nécessaire complémentarité des archives

2.1.2.1. L'enregistrement lacustre

Lors de périodes froides, l'épaisseur, et la vitesse d'écoulement des glaciers augmentent. Cela induit une érosion accrue du lit glaciaire, d'où une hausse de la production et de l'exportation de sédiments fins d'origine glaciaire qui entraînent des taux de sédimentation plus importants dans les lacs.

A une échelle multiséculaire à millénaire, la variation de l'apport sédimentaire dans les lacs proglaciaires reflète donc les changements d'extension des glaciers du bassin versant (Leonard, 1997 ; Dahl et al, 2003 ; Osborn et al, 2007 ; Nussbaumer et al, 2011). Ce modèle général n'est cependant valide que sur des échelles de temps suffisamment longues pour gommer les facteurs qui peuvent perturber cette relation « directe » (taux d'exportation des sédiments par le glacier, taux de transfert dans le réseau hydrographique proglaciaire, stockage temporaire des sédiments...).

A une échelle temporelle plus fine la relation n'est pas aussi directe, et l'exportation des sédiments dans les lacs est souvent maximale après un délai suivant les maxima glaciaires. D'autre part les processus géomorphologiques actifs dans le bassin versant doivent être évalués précisément. L'incision des berges, ou l'apport de sédiments par des mouvements de masse (*debris flows*) peuvent obscurcir le signal glaciaire car ces sédiments sont difficilement différenciables des sédiments glaciaires par des méthodes d'analyse classique (*e.g.* Rubensdotter et Rosqvist, 2009).

L'étude des sédiments lacustres est la seule approche qui permette de reconstituer les fluctuations glaciaires en continu, et avec une haute résolution temporelle. Pour Winkler et Matthews (2010a) le terme « haute résolution » ne doit être employé pour les chronologies glaciaires que si certaines conditions sont remplies, notamment une résolution infra-décennale, et une continuité de l'enregistrement.

2.1.2.2. La dendroclimatologie

Les reconstitutions paléoclimatiques basées sur l'archive dendrochronologique peuvent également être utilisées pour reconstituer le signal climatique, et indirectement les fluctuations glaciaires. Cette approche a été employée avec succès sur les derniers siècles, notamment pour reconstituer des bilans de masse glaciaire (*e.g.* Nicolussi, 1995).

Cependant, compte tenu de la rareté des chronologies millénaires ou multimillénaires en milieu de montagne, elle ne peut pas encore être envisagée sur l'Holocène.

Pour pallier les limites évoquées concernant la nature discrète, et incomplète, de l'enregistrement glaciaire de surface, une approche « multi-archive » est souhaitable. La comparaison de plusieurs archives permet d'attribuer un plus haut niveau de confiance à des preuves qui, considérées individuellement, pourraient être équivoques. La convergence de plusieurs indicateurs sur une même période pouvant expliquer les changements par une avancée glaciaire (Osborn et al, 2007).

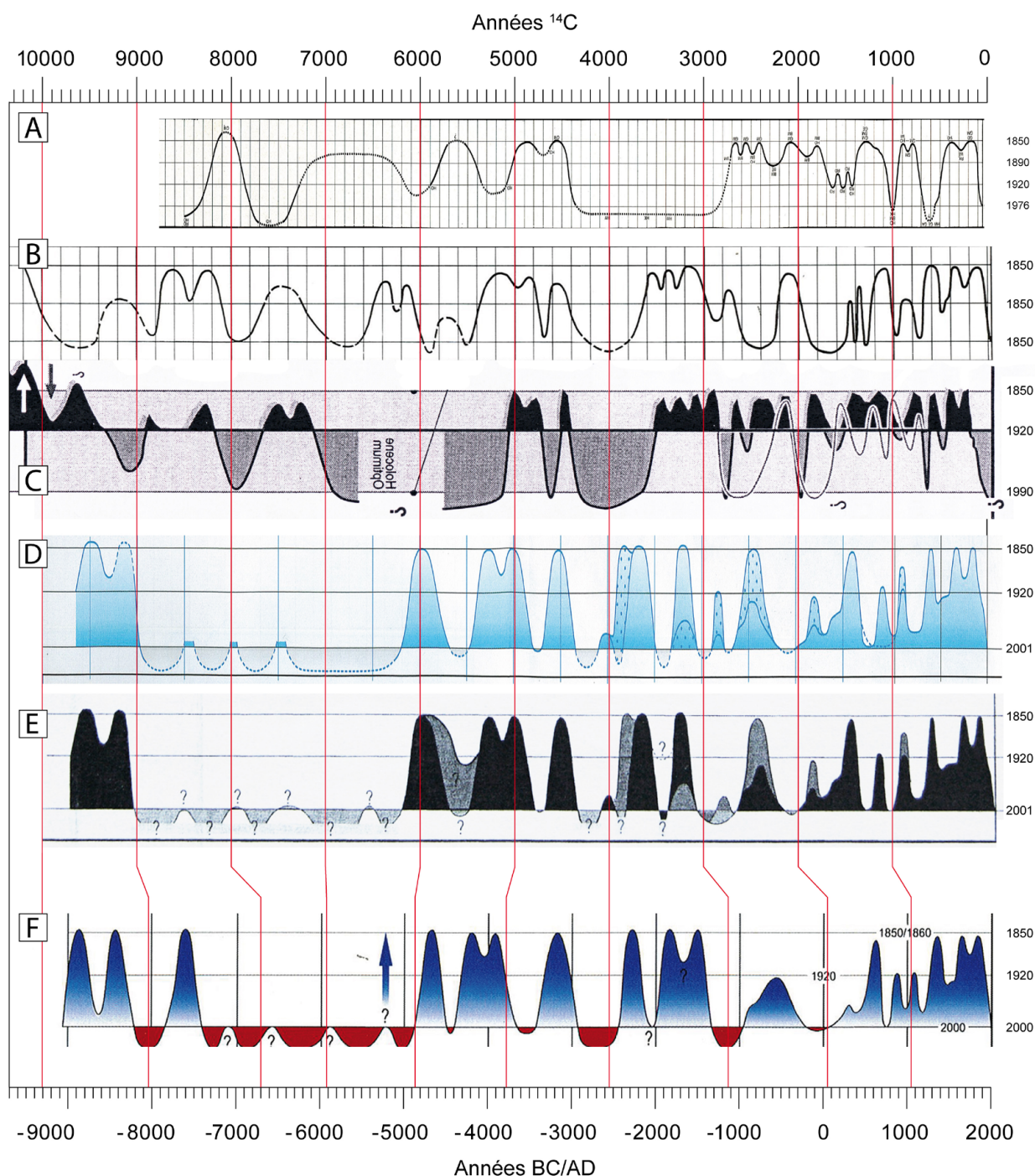
Cependant peu d'études ont couplé l'approche morphostratigraphique de surface et l'étude des sédiments glaciaires lacustres dans le même bassin versant (e.g. Bakke et al, 2005) car les sites favorables sont relativement rares, notamment dans les Alpes occidentales.

Fig. 2.31. (ci-contre) Comparaison des courbes de variations des glaciers suisses pendant l'Holocène. (A) Röthlisberger, 1976 ; (B) Röthlisberger, 1986 ; (C) Maisch et al, 1999 ; (D) Holzhauser et Zumbühl, 2003 ; (E) Holzhauser, 2007 ; (F) Holzhauser, 2010. L'échelle temporelle est celle des âges ^{14}C conventionnels (sauf pour F en âge calendaire). Ces séries sont principalement contraintes par des datations ^{14}C de sols et bois fossiles pour la période antérieure à 3000 cal BP.

2.3. Un état des connaissances sur les fluctuations glaciaires holocènes

2.3.1. Les Alpes centrales et orientales

Dans les années 1960 à 1980, l'exploration et la datation systématique des marges proglaciaires (King, 1974 ; Schneebeli, 1976 ; Röthlisberger, 1976 ; Patzelt et Bortenschlager, 1973 ; Bircher, 1982 ; Renner 1982 ; Holzhauser, 1984), et l'étude palynologique des tourbières d'altitude (Zoller, 1967 ; 1977a ; 1977b ; Zoller et al, 1966 ; Bortenschlager, 1970) ont permis à la connaissance du climat holocène de progresser. Des synthèses de ces travaux, basées sur un large corpus de datations ^{14}C , ont été publiées dans Patzelt (1974), Röthlisberger et al (1980), Gamper et Suter (1982) et Furrer et al (1987).



Les chronologies glaciaires déduites de ces datations ont, pour la première fois, montré que les glaciers avaient fluctué dans des limites constantes pendant tout l'Holocène (Fig. 2.31), et que les formes glaciaires telles que les moraines latérales constituaient des archives climatiques d'une partie de cette période. L'application des mêmes méthodes à de nombreux glaciers à travers le monde a été poursuivie par Röthlisberger (1986). Ces courbes ont été remises à jour régulièrement comme le montre la Figure 2.31, mais certaines portions peuvent être sujettes à caution (Joerin, 2006). En effet les âges ^{14}C sur sols fossiles – sur lesquelles elles sont en partie basées – ont généralement une faible précision et sont difficiles à interpréter. La pédogénèse étant un processus complexe s'étendant sur une longue période, la datation de la fraction humique sur échantillons total ne correspond pas forcément à l'âge réel de recouvrement (Matthews, 1997 ; Hormes et al, 2004).

Depuis la fin des années 1990 plusieurs études ont mis en évidence des périodes de retrait glaciaire holocène marquées, sur la base de datations de restes organiques (fragments de tourbe, troncs subfossiles...) remobilisés, et trouvés au front actuel de certains glaciers (Slupetzky, 1993 ; Slupetzky et al, 1998 ; Hormes et al, 1998 ; 2001 ; Nicolussi et Patzelt, 2000 ; 2001 ; Joerin et al, 2006 ; 2008). Ces datations, qui se regroupent en périodes bien définies, sont interprétées comme des périodes de retrait glaciaire plus importante que l'actuel (année de référence 1985), pendant lesquelles la végétation poussait sur une zone encore sous le glacier à l'heure actuelle, ou désenglacée depuis peu (Fig. 2.32).

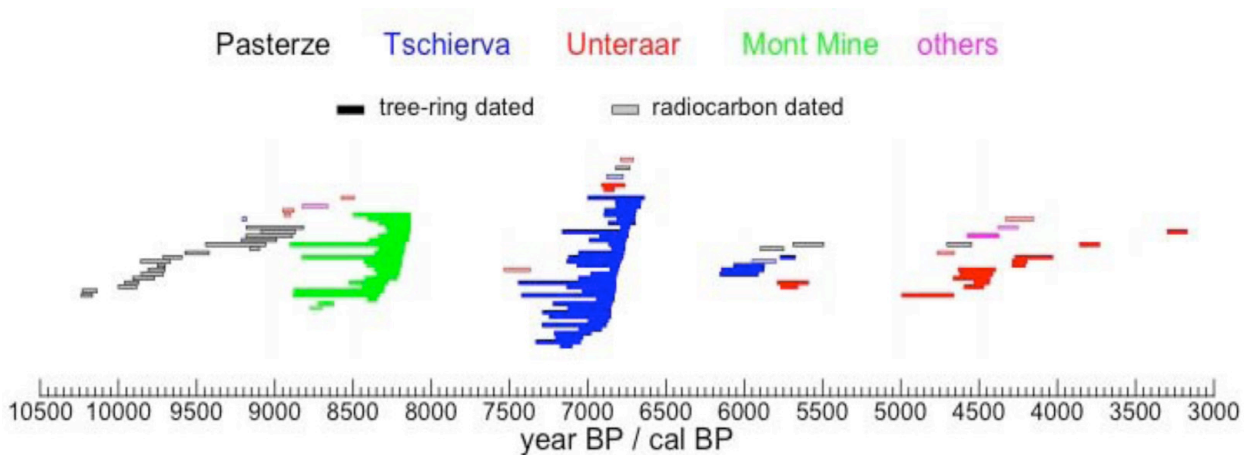


Fig. 2.32. Compilation des dates dendrochronologiques et radiocarbones obtenues sur bois subfossiles dans 4 marges proglaciaires des Alpes suisse et autrichienne, interprétées comme marquant des périodes de retrait glaciaire plus important que l'actuel pendant l'Holocène. Noter la proximité des dates de mort des arbres, et la quasi-absence de dates après 4.0 ka (glacier de l'Unteraar excepté). (Nicolussi et Schlüchter, http://quest.bris.ac.uk/workshops/ASM_08/talks/schluchter.pdf)

Un modèle expliquant la conservation et le relargage de ces débris organiques est donné par Joerin (2006). Il implique l'existence d'un bassin sous-glaciaire dans lequel les sédiments et les bois se sont accumulés. La datation dendrochronologique de ces troncs a permis de contraindre plus précisément ces périodes de retrait glaciaire, de même que les faibles avancées glaciaires de la première moitié de l'holocène.

2.3.2. Les Alpes occidentales

2.3.2.1. Le massif du Mont Blanc

Dans les années 1960-70 quelques bois subfossiles ont été trouvés dans les marges proglaciaires du massif du Mont Blanc (MMB) et datés au ^{14}C . Les âges s'échelonnent entre 500 et 8000 BP (Corbel et Leroy Ladurie, 1963 ; Vivian, 1975 ; Bezingue et Vivian, 1976 ; Bezingue 1976). Néanmoins comme la localisation et la position stratigraphique des échantillons n'ont pas été précisément reportées, ces dates ne peuvent être interprétées du point de vue de l'extension des glaciers.

Peu de traces des fluctuations du début de l'Holocène existent dans le massif du Mont Blanc. Au glacier du Tour, un stade glaciaire (stade du Tour) postérieur aux récurrences tardiglaciaires, dont la position frontale est située 750 m à l'aval du maximum PAG, est contraint par deux datations ^{14}C (Jaillet et Ballandras, 1999). La première à 9935 ± 200 BP ($10175-8810$ cal BC)³ se trouve à la base d'une formation lacustre interprétée comme le comblement d'un lac de barrage morainique. Elle donne un âge minimum pour la fin du Tardiglaciaire (stade des Frasserands – équivalent proposé : oscillation PBO, ~ 11.5 ka). La seconde date à 8414 ± 50 BP ($7580-7355$ cal BC) est au sommet d'une formation fluvioglaciaire, 700 m à l'aval du vallum morainique du stade du Tour, interprétée comme un sandur mis en place lors de l'avancée du glacier. Elle représente donc un âge minimum pour la récurrence proprement dite.

Sur la base des avancées récentes dans la chronologie de la transition Tardiglaciaire/Holocène, cette récurrence peut être attribuée à la fois au stade de Kartell calé à 10.8 ka (Ivy-Ochs et al, 2006), mais plus vraisemblablement à la phase du Venediger, antérieure à 9.2 ka (Nicolussi et Patzelt, 2001 : 67-68), ou au stade de Schams-Oberhalbstein vers 9.3 ka (Maisch, 1982 ; Schindelwig, 2010 ; voir Fig. 2.35).

Lucéna et Ballandras (1999) rapportent qu'à l'exception des stades du Tour, et de celui des Iles (glacier d'Argentière), qui pourraient être contemporains, aucunes preuves géomorphologiques n'existent pour des fluctuations glaciaires entre la fin du Dryas récent et le Lössen (3.8-3.4 ka) dans le massif.

La recrudescence de l'activité glaciaire au milieu de l'Holocène est visible dans l'enregistrement de l'Amphithéâtre Morainique du glacier du Miage (AMM, Val Veni, Italie). La genèse de cette forme, qui correspond à une succession de lobes morainiques emboîtés, est sans doute une brèche dans la moraine latérale, exploitée par le glacier lors des phases d'avancée successives (Benn et al, 2005). Une chronologie de sa mise en place proposée par Deline et Orombelli (2005) indique que le Miage aurait commencé à barrer la vallée principale vers 4.8-4.6 ka (début d'une sédimentation glacio-lacustre dans le paléo-lac Combal à l'amont). Cependant l'interprétation faite de cette date paraît difficilement conciliable avec l'évidence d'un optimum Subboréal (voir § 2.3.3.3 et Chapitre 5).

Les premières preuves directes d'avancées néoglaciaires sont les datations de bois et sols subfossiles effectuées par Bless (1984), et Wetter (1987) dans les moraines latérales droites des glaciers d'Argentière, et de la Mer de Glace. A Argentière, six horizons de sols fossiles contenant des bois, étagés sur 150 m, ont été datés et constituent la chronologie glaciaire la plus complète dans le

³ Toutes les datations ^{14}C originales mentionnées dans le texte ont été recalibrées avec le logiciel CALIB v.6.0 (Stuiver et al, 2011) et la courbe IntCal09 (Reimer et al, 2009), et sont reportées à 2σ . Les âges suivis de « BP » sont des âges conventionnels non calibrés.

MMB. Ils prouvent une première avancée après 3665 ± 80 BP (2290-1780 cal BC), avant laquelle le glacier avait été aussi retiré que l'extension de 1980 pendant un temps suffisamment long pour la formation d'un sol. Viennent ensuite deux avancées contemporaines de la phase du **Löbben**, dont les âges sont stratigraphiquement inversés, et non séparables statistiquement: 3155 ± 70 BP et 3330 ± 70 BP (1860-1220 cal BC) (âges des bois seulement), mettant en évidence le caractère biphasé de cette phase glaciaire. Un retrait conséquent (>1980) a permis à un bois daté à 2640 ± 75 BP (995-540 cal BC) de s'établir dans la face interne de la moraine. Néanmoins cette date ne peut pas être reliée avec certitude à une avancée glaciaire.

La phase du **Göschenen I** est reconnue sur plusieurs sites dans le MMB. A Argentière elle est datée par plusieurs échantillons de sols et de bois, prélevés dans un même horizon, à 2485 ± 75 BP (785-410 cal BC), et 2185 ± 70 BP (390-55 cal BC) (bois seulement) (Bless, 1984). A la Mer de Glace, deux bois situés 25-30 m sous la crête de la moraine PAG donnent un âge maximum de 2500 ± 75 BP (795-415 cal BC) pour cette avancée (Wetter, 1987). Selon l'auteur elle serait de l'ordre de celle de 1920, avec un front dans la gorge sous le Chapeau. Au glacier du Trient, une datation sur sol fossile dans la moraine latérale droite indiquerait également une phase d'avancée au début du Göschenen I, vers 2770 ± 70 BP (1115-805 cal BC) (Schneebeli, 1976 : 51). Dans l'amphithéâtre du Miage, le dépôt des moraines de la génération B est contraint vers 2500 cal BP (Deline et Orombelli, 2005).

La phase du **Göschenen II** est relativement bien contrainte chronologiquement dans le massif. Elle comprendrait deux avancées bien distinctes, comme le prouvent les deux niveaux de paléosols proches (2 m), contenant des bois, et datés respectivement à 1620 ± 70 BP (255-585 cal AD), et 1475 ± 70 BP (430-660 cal AD) au glacier d'Argentière (Bless, 1984). Dans la moraine de la Mer de Glace, une souche *in situ*, située 30 m sous la crête de la moraine, a donné un âge de 1740 ± 65 BP (125-430 cal AD). Une avancée importante du glacier des Bossons vers 1595 ± 70 BP (260-610 cal AD) correspond également à cette période. Au glacier de Blaitière, un profil réalisé dans une tourbière située entre la moraine tardiglaciaire et le complexe holocène a permis de dater plusieurs sols (Wetter, 1987) qui donnent des âges maxima pour les avancées du glacier. Le plus ancien est daté à 1670 ± 135 (85-635 cal AD) et le plus récent est supposé avoir été recouvert par la récurrence PAG du 17^e s. Entre ces deux horizons, un sol non daté pourrait correspondre à la période médiévale (Wetter, 1987).

Deux preuves assez robustes pourraient indiquer une avancée pendant le 9^e s AD. Au glacier des Bossons un sol fossile situé 11 m sous la crête de la moraine latérale droite, indiquant une avancée plus importante que 1920, est datée à 1155 ± 65 BP (695-1015 cal AD) (Wetter, 1987 :152). Au glacier de la Brenva, la date obtenue sur un tronc fossile dont les racines sont apparentes, 8 m sous la crête de la moraine latérale droite, paraît contemporaine à 1170 ± 55 BP (695-985 cal AD) (Orombelli et Porter, 1982), et serait également la preuve d'une avancée importante à cette période. Deux dates sur bois détritiques trouvés sous la moraine latérale droite de la Mer de Glace qui donnent 1060 ± 65 BP (780-1155 cal AD) et 1285 ± 65 BP (645-890 cal AD) peuvent éventuellement être rapprochées des deux précédentes (Wetter, 1987).

Plusieurs preuves existent pour des avancées de grande ampleur à la fin de la **période médiévale** (au 12^e et au 14^e s). Une avancée du glacier du Trient est prouvée par un sol fossile, situé 12 m sous la crête actuelle de la moraine latérale gauche, recouvert par le glacier à 825 ± 55 BP (1045-1280 cal AD) (Bless, 1984 : 24-25). Elle serait au moins égale à l'extension du glacier en 1896. Au glacier du Miage, un fragment de tronc emballé dans du till 10 m sous la crête de la moraine latérale gauche a

donné un âge de 900 ± 40 BP (1035-1215 cal AD) (Deline, 1999 :11). A la Mer de Glace un tronc *in situ* associé à un sol fossile bien développé, 10 m sous la crête de la moraine, a été daté à 730 ± 70 BP (MdG 6 : 1165-1400 cal AD) et prouve donc une avancée quasiment de l'ordre des maxima PAG. Enfin une datation (1315-1440 cal AD, 2σ) sur un macroreste recouvert de till, à l'extérieur de la moraine du 19^e s du glacier de Pré de Bard, pourrait indiquer un maximum holocène lors de la première avancée du PAG au 14^e s (Deline, 2002).

2.3.2.2. Grand Paradis

Glacier du Ruitor

Plusieurs séquences indiquant de longues phases de sédimentation organique (gyttja, tourbe...), ont été exposées par l'incision du torrent dans la marge proglaciaire du glacier du Ruitor (~2500 m a.s.l.), depuis la fin des années 1950 (Armando et al, 1975 ; Charrier et Peretti, 1975 ; Porter et Orombelli, 1985 ; Orombelli et Mason, 1997 ; Orombelli, 1998).

Les datations effectuées sur les différents affleurements sont comprises entre 9070 ± 120 BP (8620-7845 cal BC) et 3470 ± 90 BP (2025-1535 cal BC) (Charrier et al, 1975 ; Orombelli et Mason, 1997). La séquence analysée par Armando et al (1975) était continue et inversée : elle indique une extension plus réduite que le site d'échantillonnage entre 6485 ± 115 BP (5630-5225 cal BC) et 3470 ± 90 BP (2025-1535 cal BC), date à laquelle le glacier l'a recouverte et remobilisée. De même, la section datée par Porter et Orombelli (1985) indique une position du glacier plus retirée que son extension de 1977 en continu entre 8395 ± 125 BP (7600-7080 cal BC) et 6275 ± 75 BP (5465-5040 cal BC). Orombelli (1998) date et interprète une nouvelle section et conclut à une période de retrait entre ~10.2 ka (9070 ± 120 BP ; 8620-7845 cal BC) et ~5.8 ka (4945 ± 65 BP ; 3940-3635 cal BC), seulement interrompue par une faible avancée ne dépassant pas la position de 1990 AD vers 6.8 ka. Pour Pini et al (2011) ces séquences représentent un glacier contracté entre 9.5 cal ka et 6.5 ka, ou même jusque 4.9 ka, comme l'indique l'âge de fragments remobilisés, trouvés à proximité des affleurements organiques.

Au vu de ces données il apparaît que le glacier du Ruitor a connu une extension très réduite (<1990 AD) pendant la majorité du début et du milieu de l'Holocène (~10 ka à ~6 ka / ~4 ka ?), interrompu par quelques avancées, notamment vers ~6.8 et ~5.8 ka.

Les données historiques indiquent en outre des positions avancées du glacier au 13^e s AD. Des vidanges du lac proglaciaire du Ruitor se produisaient régulièrement lorsque le glacier atteignait des positions de l'ordre de 1880 AD. Les chroniques de ces événements indiquent une telle avancée vers 1284 AD (Aeschlimann 1983: 76).

Val d'Orco

Giraudi (2009) a identifié plusieurs phases d'expansion et de contraction glaciaire sur les deux derniers millénaires à partir de séquences sédimentaires situées à l'aval des moraines holocènes. La datation des trois horizons tourbeux présents dans les coupes renseignent sur les phases de retraits qui sont centrées sur les 2^e s BC- 1^{er} s AD, le 7^e s AD et les 11^e s -13^e s AD. A partir de la granulométrie des dépôts fluvioglaciaires il propose une hiérarchie des avancées : le PAG a été la plus importante suivi par celle du Göschenen II, et enfin par les avancées moins importantes du 9^e s et du Göschenen I (avancée qui pré-date le premier niveau tourbeux de l'optimum climatique romain).

2.3.2.3. Le massif des Ecrins

La mise en évidence et la datation de phases d'avancées glaciaires holocènes, autres que le PAG, n'a fait l'objet d'aucuns travaux dans le massif. Edouard (1978), Coûteaux (1983), Coûteaux et Edouard (1987), et Chardon (1991) mentionnent les traces des récurrences tardiglaciaires et PAG mais insistent sur le fait que les indices de phases d'avancées holocènes sont ténues, voire inexistantes. Les différents cordons latéraux qui constituent la moraine latérale gauche du glacier Noir ont été cartographiés, et datés par lichénométrie (Miltenburg, 1986 ; voir Colas, 2000 : 149). Les fragments les plus externes pourraient dater du 17^e s. Il est cependant possible que la méthode utilisée pour les dater sous-estime grandement leur âge (voir chapitre 6).

Dans le massif voisin de la Clarée, deux générations de moraines sont attribuées à la fin de l'Holocène, à savoir au Subboréal et au PAG (Cossart et al, 2011).

L'étude des sédiments lacustres est le seul moyen d'obtenir une chronologie glaciaire continue. Dans les Alpes occidentales, peu de sites proglaciaires ont été étudiés de ce point de vue sur l'Holocène, excepté dans le massif des Grandes Rousses. Sur les 4000 dernières années, la séquence du Lac Bramant révèle des périodes de contraction glaciaire (4.1-3.6 ka et 3.3-2.85 ka) alternant avec des périodes d'avancées glaciaires : entre 3.6 et 3.3 ka et après 2.85 ka (Guyard et al, 2007). Au lac Blanc Huez une partition claire de la sédimentation holocène a été mise en évidence : majoritairement organique avant 5.4 ka, puis clastique ensuite, reflétant la période néoglaciale. Surimposé sur ce signal millénaire l'enregistrement suggère une avancée glaciaire pendant l'évènement 8.2 ka, et des retraits lors du début de l'Age du Bronze, et pendant l'Age du Fer et les optima romain et médiévaux (Simonneau et al, 2011).

2.3.2.4. Les Alpes du sud

Dans les massifs de l'Estrop et du Mont Pelat (Ubaye-Mercantour), plusieurs générations de récurrences post-LGM ont été identifiées (notées I à VI) (Jorda, 1983 ; Beaulieu et Jorda, 1977). Sur une base morphostratigraphique, et la datation de quelques séquences polliniques, les récurrences IV à VI seraient holocènes. Le stade IV qui déborde encore des cirques, est attribué à une avancée pendant le Préboréal (2250-2350 m). Les deux stades suivants seraient contemporains du Subboréal et du PAG avec des glaciers sensiblement de même taille, et des fronts vers 2550 m. Néanmoins aucunes datations absolues ne contraignent ces stades holocènes. D'une manière générale les seuls cordons morainiques holocènes antérieurs au PAG sont attribués à une récurrence pendant le Subboréal, soit par analogie avec l'histoire de la végétation déduite des analyses polliniques (Finsinger et Ribolini, 2001), ou par une datation indirecte contraignant les dépôts glaciaires (Ribolini et al, 2007). Un âge minimum pour une avancée du glacier de Schiantala (Argentera, Italie) est donné par l'âge basal d'une tourbière barrée par la moraine, à 2480 ± 50 BP (770-415 cal BC). Cette avancée aurait été sur ce site plus importante que le PAG et suivie par une phase de développement d'un glacier rocheux (Ribolini et al, 2007).

2.3.3. Synthèse pour les Alpes européennes

Cette partie présente un résumé des connaissances sur les fluctuations glaciaires depuis la dernière récurrence du Tardiglaciaire (Dryas Récent/Stade Egesen pendant laquelle de nombreux glaciers alpins, parmi les plus petits, étaient déjà retirés dans les cirques d'altitude) jusqu'à la première partie du PAG (14^e - 15^e s). La dernière partie du PAG (1550-1850 AD), n'est pas traitée car plusieurs synthèses existent, compilant sources historiques et géomorphologie (*e.g.* Grove 2004 ; Nussbaumer et al, 2007 et références citées).

Dans cette partie la « hiérarchie » des avancées est donnée à titre indicatif (*e.g.* en référence aux stades de la période moderne : 1850, 1890, 1920, 1980) car les glaciers – notamment les plus petits – ont souvent réoccupés les mêmes positions. De plus, les positions frontales, et la hauteur atteinte par le glacier sur ses marges latérales, ne peuvent pas être mises en relation de façon satisfaisante la plupart du temps. Les positions holocènes plus externes que le PAG ont le plus souvent été observées en position marginale latérale (au niveau d'un replat où le glacier pouvait former un lobe lorsqu'il n'était pas encore contraint par ses moraines) qu'en position frontale.

2.3.3.1. La fin du Tardiglaciaire : Le Dryas récent (12.9 -11.7 ka)

C'est dans les Alpes orientales que la nomenclature des stades tardiglaciaires a été formalisée. Elle se base sur les caractéristiques morphologiques des moraines, et sur les valeurs de dépression de la ligne d'équilibre glaciaire (Δ LEG) associées aux différents stades, pour établir des corrélations entre vallées (Penck et Bruckner, 1901/1909 ; Heuberger, 1966 ; Gross et al, 1977 ; Maisch et al, 1981 ; 1982 ; 1987).

Le stade Egesen est le stade tardiglaciaire dont les dépôts sont les plus nombreux et les mieux conservés dans les Alpes. Dans son acception originale il désignait les moraines situées immédiatement à l'aval des moraines historiques (*i.e.* PAG-Subboréal) (Kinzl, 1929). Ce stade est divisé en quatre sous-stades : Egesen-I qui est le stade maximum, Egesen-II (*Bockentälli*), Egesen-III et *Kartell/Kromer* sur la base de la cartographie des moraines et du calcul de la dépression des LEG (Maisch, 1982 ; Sailer et Kerschner, 1999). Sur certains sites (glaciers les plus sensibles) d'autres moraines plus petites sont également présentes entre les stades principaux (Heuberger, 1966 ; Schoeneich, 1998b ; Colas, 2000 : 128 ; Schindelwig, 2010), et prouvent que le climat de la fin du tardiglaciaire a été très instable avec de multiples péjorations consécutives (Sailer et Kerschner, 1999).

L'équivalence stratigraphique des stades Kartell et Kromer (Gross et al, 1977) a été remise en cause après les datations cosmogéniques effectuées sur les localités-types plaçant le Kartell (Δ LEG : 120 m) dans le Préboréal (10.8 ¹⁰Be ka) (Ivy-Ochs et al, 2006), et le Kromer (Δ LEG : 75m) dans le Boréal (~8.4 ¹⁰Be ka), avec une corrélation possible avec l'évènement 8.2 ka (Kerschner et al, 2006).

Avec le développement des datations cosmogéniques de nombreuses moraines du stade Egesen ont été datées sur plusieurs sites dans les Alpes ces dernières années (Ivy Ochs et al, 1996 ; 2006 ; Kelly et al, 2004 ; Maisch et al, 2005 ; Federici et al, 2008 ; Schindelwig et al, 2011) confirmant la corrélation avec le Dryas Récent. Ces datations ont prouvé le synchronisme, à l'échelle alpine, du stade maximum vers 12.3-12.2 ¹⁰Be ka, c'est-à-dire peu de temps après le début du Dryas récent enregistré dans les sédiments du lac Gerzensee (Suisse) vers 12.7 ka (Schwander et al, 2000). Pour le stade Egesen-II, Ivy-Ochs et al (2006) proposent un âge de stabilisation vers 11.3 ± 1.3 ¹⁰Be ka sur le site de Julier Pass (Grisons), c'est-à-dire au début de l'Holocène. Cette stabilisation tardive pourrait s'expliquer par la persistance de conditions froides et sèches au début de l'holocène, favorisant une activité périglaciaire importante comme le montre la datation du glacier rocheux relique de Julier

Pass (immédiatement à l'intérieur des moraines Egesen-II) à 10.4 ± 0.4 ^{10}Be ka (Ivy-Ochs et al, 2006 ; Kerschner et Ivy-Ochs, 2010).

La reconnaissance du stade Egesen sur un grand nombre de sites des Alpes orientales a en outre permis d'effectuer des reconstitutions paléoclimatiques basées sur l'altitude des LEG et sur leurs gradients spatiaux pour calculer des paléoprécipitations (ΔP°) (Sailer et Kerschner, 1999 ; Kerschner et al, 2000 ; Kerschner et Ivy-Ochs, 2008).

Dans les Alpes françaises, seulement deux complexes tardiglaciaires ont été datés par la méthode des âges d'exposition : la moraine du Lavancher (Mer de Glace), dans la vallée de Chamonix (Coutterand, non publié), et la moraine du Villaron à Bessans (Haute Maurienne) (Nicoud et al, 2009). Les datations obtenues placent le dépôt de ces moraines dans le Dryas Récent.

2.3.3.2. Le début de l'Holocène : 11.7 – 7.4 ka

a. Le Préboréal

Les âges minimum de **déglaciation** acquis au dessus de 2000 m, aux abords des complexes morainiques holocènes sont sensiblement contemporains dans les Alpes, et correspondent au début de l'Holocène, ou à la fin du Tardiglaciaire. Les glaciers ont acquis rapidement des positions retirés dès le début de l'holocène. Dans l'Oberland bernois une date à la base d'une tourbière à 2040 m, immédiatement à l'extérieur du complexe morainique holocène, indique un âge minimum de déglaciation de 10390 ± 150 BP (10668-9704 cal BC) (Wipf, 2001 ; Fig. 2.33). Dans le massif du Venediger (Autriche) une datation sur bois (*Pinus cembra*) à 8970 ± 130 BP (8453-7732 cal BC) donne un âge minimum pour le retour de la végétation à cette altitude au début de l'Holocène (Patzelt, 1974).

La découverte de restes de bois datant du Préboréal dans certaines marges proglaciaires indique également que les fronts de ces glaciers étaient situés plus en amont des positions de la fin du 20^e s au tout début de l'Holocène (Slupetzky, 1993 ; Nicolussi et Patzelt, 2000).

Quelques avancées glaciaires **préboréales** ont été datées dans les Alpes. Au glacier de Tsijoure Nouve le cordon holocène le plus externe de la marge proglaciaire est daté au ^{14}C à 8400 ± 400 BP (8420-6450 cal BC) (Röthlisberger, 1976). De récentes datations cosmogéniques montrent que ce cordon a vraisemblablement été déposé vers 11.5 ^{10}Be ka, indiquant une extension de l'ordre de celle du PAG (légèrement supérieure), lors de cette avancée (Schimmelpfening et al, 2011). Des preuves d'avancées préboréales importantes sont aussi présentes au glacier de Morteratsch sous la forme de souches en place, immédiatement externes à la moraine de 1862 AD. Les âges ^{14}C montreraient des avancées à 9495 ± 80 BP (9170-8620 cal BC), et entre 9240 ± 110 BP et 9120 ± 110 BP (8745-7975 cal BC) (Holzhauser non publié, in Holzhauser, 2010 : 202). Dans le même massif, Zoller et al (1998) ont mis en évidence la *Pälu Oscillation*, mais la datation à 9460 ± 140 BP (9230-8350 cal BC) de cette phase froide qui a provoquée une avancée du glacier de Palü supérieure de 500 m à celle du PAG est incertaine en raison d'un plateau radiocarbone (Ivy-Ochs et al, 2009).

Le stade de **Kartell** considéré à l'origine comme la dernière récurrence de l'Egesen (Maisch, 1982 ; 1995), est situé dans le Préboréal (Gross et al, 1977), ce qui est confirmé par les datations cosmogéniques effectuées sur la localité-type : âge moyen de 10.8 ± 1.0 ^{10}Be ka (Ivy-Ochs et al, 2006). De la même façon, les âges de stabilisation des glaciers rocheux dans les Alpes orientales, autour de 10.5 ka, indiquent la persistance de conditions froides jusqu'à cette période, et la remontée vers des niveaux holocènes ensuite, puisque la température autorisant leur maintien était de 2,5 K inférieur à celle du 20^e s (Kerschner et Ivy-Ochs, 2010).

Récemment, Schindewolf et al (2011) ont montré que le début de l'Holocène était une période caractérisée par une forte instabilité, qui se traduisait par de nombreuses oscillations sur les petits glaciers pendant le Préboréal (avancées à ~ 11.1 , ~ 11.0 , ~ 10.8 ^{10}Be ka), et le Boréal (~ 9.3 ^{10}Be ka). Cette dernière avance étant reconnue sur plusieurs sites, ils proposent donc un stade de signification régionale, équivalent à la péjoration de **Schams/Venediger**. Dans le Trentin (Italie) une autre avancée comparable a été proposée à ~ 9.4 ^{10}Be ka (Favilli et al, 2009). Ces datations pourraient être la preuve d'un stade glaciaire postérieur au Kartell, mais antérieur à l'Optimum Holocène 1 (OH1, ~ 9.3 - 8.4 ka) et au stade de Kromer (Schindewolf et al, 2011).

Les enregistrements isotopiques groenlandais montrent un certain nombre d'oscillations durant le début de l'Holocène, dont la plus importante est l'évènement 8.2 ka. Mais d'autres évènements antérieurs sont présents : l'évènement 9.3 ka, l'anomalie 9.95 ka, et l'oscillation préboréale vers 11.4-11.5 ka (Rasmussen et al, 2007). Comme on l'a vu, la précision des datations disponibles (^{14}C , ^{10}Be) pour les surfaces glaciaires du début de l'Holocène rend difficile la corrélation des avancées alpines avec ces enregistrements.

b. L'évènement « 8.2 ka »

L'ampleur de la réponse des glaciers alpins à l'évènement « 8.2 ka » identifié dans les enregistrements isotopiques groenlandais n'est pas encore totalement bien comprise. Il semblerait que cet évènement, intervenu lors d'une période de retrait marqué, n'ait pas provoqué d'avancée importante des grands glaciers. Vers 6450 BC le Gepatschferner ($16,6 \text{ km}^2$ en 2006) est moins étendu qu'en 1950. Une avancée postérieure à cette date et antérieure à 6150 BC a dépassé cette extension. Le Simonykees a au moins atteint la taille de 1870 à cette période (Nicolussi et Patzelt, 2001 : 69). La preuve la plus précise d'une réponse des glaciers alpins à l'évènement 8.2 est l'enregistrement du glacier du Mont Miné, où une trentaine de troncs subfossiles détritiques retrouvés dans la marge proglaciaire, dont certains possédaient le dernier cerne formé, ont été daté par dendrochronologie. Cette avancée a été de faible ampleur sur ce glacier puisque le site où les bois ont poussé est encore sous la glace actuellement. La période précédant correspond à une contraction glaciaire multiséculaire (OH 1 ; ~ 9.3 - 8.4 ka), puisque certains des arbres recouverts avaient jusqu'à 900 ans (Nicolussi et al, 2011 ; Fig. 2.32)

Néanmoins, de petits glaciers tels que ceux du massif de la Silvretta ont pu répondre plus rapidement. Kerschner et al (2006) ont attribué la datation des moraines de la localité-type du stade de **Kromer** (8400 ± 700 ^{10}Be) à l'évènement 8.2 ka. Cette corrélation est valable dans la limite de l'incertitude des datations par âge d'exposition, qui restent dans tous les cas des âges minimums. D'autre part elle implique une hausse des précipitations sur la frange septentrionale des Alpes (voir discussion dans Kerschner et al, 2006).

La plupart du temps l'avancée associée au « 8,2 ka » est supposée avoir été biphasée : Kerschner et al (2006) parlent de 2 séries de cordons sur le site de Kromer. Luetscher et al (2011) ont également enregistré une avancée du glacier inférieur de Grindelwald en deux temps à cette période.

c. La transition Boréal/Atlantique

Les grands glaciers qui n'ont pas connu d'avancées lors de l'évènement 8.2 ont pu répondre en revanche à la période humide du **début de l'Atlantique** autour de 7.8-7.7 ka, comme le suggèrent Spötl et al (2010). En effet des avancées de cette époque sont relatées dans les Alpes autrichiennes, avec des

dates s'échelonnant entre 7.9 et 7.4 ka. Le Gepatsch a réavancé jusqu'à son niveau de 1950 vers 5700 BC, et peu après 5400 BC (Nicolussi et Patzelt, 2001 ; Patzelt, non publié, *in* Spotl *et al*, 2010). Dans le Zillertal, des avancées de l'ordre de 1850 ont été déterminés vers 7.74-7.55 ka sur deux glaciers (Pindur et Heuberger, 2010). Au Zettalunitzkees (Venediger), une avancée correspondant également aux maxima holocènes est datée après 7.75 ka (Patzelt non publié, *in* Nicolussi et Patzelt, 2001). Dans le massif de l'Adamello, le Vedretta della Lobbia a atteint une position au début, ou au milieu de l'Holocène, qu'il n'a plus dépassé par la suite, comme l'indique l'âge minimum de 5310 ± 180 BP (4490-3710 cal BC) pour la moraine la plus externe (Baroni et Carton, 1990a).

En résumé, l'instabilité du climat du début de l'Holocène a été marquée, et a entraîné plusieurs avancées glaciaires (~11.5, ~11.1/10.8, ~9.6/9.3 ka, ~8.2, ~7.8/7.5 ka), mais seuls les glaciers de taille petite à moyenne ont pu réagir suffisamment rapidement pour atteindre les niveaux des maxima historiques PAG lors de ces brèves périodes froides.

A l'inverse, les grands glaciers de vallée n'ont connu que des crues modestes lors de ces épisodes : entre l'extension du milieu du 20^e s et celle des premières décennies post-PAG (Nicolussi et Patzelt, 2001 ; Kerschner et al, 2006 ; Pindur et Heuberger 2010).

2.3.3.3. L'Optimum climatique Holocène: ~7.5 - 4.3 ka

a. L'Optimum paroxysmal Atlantique : OH 2 (~7.5 – 6.65 ka)

Les conditions moyennes de cette période sont sans doute les plus chaudes de l'Holocène (Nicolussi, 2009a). De nombreuses preuves d'un des plus longs optimums climatiques holocènes ont été réunies pour cette période. Au glacier de Tschierva, il est daté entre ~7.5 et 6.65 ka et serait caractérisé par une hausse de la LEG de 200 m par rapport à la référence de 1985 (Joerin et al, 2008). Sur le site de Tisenjoch (lieu de découverte d'Ötzi), un sol fossile situé à 3200 m d'altitude a été daté à 5615 ± 55 BP (4545-4345 cal BC). Compte tenu de l'épaisseur de l'horizon A, il témoigne d'une période de pédogénèse estimée à 500-1200 ans, (Baroni et Orombelli, 1996), impliquant des conditions favorables depuis ~7.4 ka sur ce site.

Des preuves pour de faibles avancées glaciaires existent au début de cet optimum vers 5400 BC puisque le Gepatschferner avance jusqu'à son niveau de 1950 juste après 5400 BC. Une position très avancée d'un petit glacier du Val Bever (Grisons) est attestée au même moment par un épandage fluvioglaciaire de 12 cm d'épaisseur dans une tourbière proglaciaire vers 6355 ± 80 BP (5480-5080 cal BC) (Suter, 1981). Patzelt et Bortenschlager (1973) ont daté l'avancée de **Frosnitz** à 6130 ± 130 BP (5345-4730 cal BC) sur la localité-type, par une branche de *Pinus cembra* interprétée comme ayant été incorporée au till lors de cette avancée. F. Mayr avait également reconnu une phase glaciaire Atlantique dans la tourbière Bunes Moor (Mayr, 1964 ; 1968), et au glacier du Tour (Mayr, 1969). Ces avancées avaient été corrélées à la phase froide du Larstig (Heuberger, 1966). Cependant la fiabilité des preuves de l'existence de la phase de Frosnitz/Larstig a été questionnée, et il semble que l'occurrence d'une avancée glaciaire à cette période ait été abandonnée. La phase de Frosnitz serait donc plus ancienne (contemporaine du Misox ?), et pré-daterait l'OH 2.

b. Les avancées du milieu de l'Holocène (6.65 – 5.2 ka)

L'optimum Atlantique se termine au glacier de Tschierva par une avancée d'ampleur modeste, datée par dendrochronologie après 4650 BC. Le fait que la *treeline* reste haute dans le Kaunertal

jusque vers 6.4 ka indiquerait que cette avancée a plutôt été causée par une hausse des précipitations hivernales (Nicolussi, 2009a). Des datations dendrochronologiques comprises entre 4840 et 4594 BC indiquent que le glacier du Gorner a réavancé, depuis des positions au moins aussi retirées que l'actuel, pour atteindre une faible extension (~1950 AD) vers 4600 BC. Cette avancée a été plus importante sur certains appareils. Vers 5865 ± 65 BP (4895-4550 cal BC), le glacier de Morteratsch aurait atteint, et vraisemblablement dépassé à nouveau, son extension de 1862 (Holzhauser, 2010). Le glacier de l'Allalin aurait aussi connu une avancée importante (>1890 AD) vers 5760 ± 120 BP (4895-4355 cal BC) (Bezing et Vivian, 1976 : 453 ; Röthlisberger et al, 1980 : 43 ; Bircher, 1982 : 83).

La première avancée post-optimum Atlantique est plus tardive sur les grands glaciers. Elle s'accompagne d'une baisse très sensible de la limite de la forêt (Nicolussi et al, 2005).

Juste après 4300 BC, le Gepatsch connaît une nouvelle avancée de l'amplitude de 1950, et au plus tard vers 3900 BC le glacier repasse sous ce niveau qu'il ne réatteindra pas pendant 2500 ans. Cette période correspond à la phase de **Rotmoos**, dont la tourbière proglaciaire de la vallée de Rotmoos (Ötztal, Autriche) est la localité-type. Cette péjoration climatique biphasée (Rotmoos I et II) est prouvée par la prédominance de sédiments fluvioglaciaires silteux dans la tourbière entre ~4200 cal BC (5300 BP) et ~3000 cal BC (4400 BP), seulement interrompue vers ~3400 BC (4680 ± 100 BP) (Bortenschlager, 1970 ; 1984 ; Nothegger, 1997 ; Nicolussi et Patezlt, 2001). Pendant cet intervalle la position exacte du glacier n'est pas connue, mais elle est interprétée comme étant proche de ses maxima holocènes. Le glacier de Maighel (Gothard) a atteint ses maxima holocènes (plusieurs centaines de mètres à l'aval de la position de 1850), au début du Rotmoos 1, vers 4200 BC (5345 ± 80 BP ; 4340-3990 cal BC) comme l'attestent à la fois une datation sur un sol recouvert par la moraine de cette avancée, et un dépôt sablo/silteux dans une tourbière située 1 km à l'aval (Renner, 1982 : 55-58). Une extension maximale holocène est également attestée au Jäggigletscher (Lötschental) vers 5225 ± 90 BP (4320-3800 cal BC) (Meier, 1986).

De nombreuses preuves existent pendant le sixième millénaire de conditions climatiques qui se dégradent à partir de **5.8/5.7 ka**, et d'une augmentation de l'englacement. Certains auteurs fixent d'ailleurs le début de la période du Néoglaciale dans les Alpes vers le milieu du 6^e millénaire BP, *e.g.* 5.7-5.3 ka (Orombelli et Baroni, 1996 ; Magny et al, 2006). Une seconde avancée appartenant au Rotmoos 1 est enregistrée à Tschierva, potentiellement scindée en deux poussées distinctes : vers 3800 BC et 3650 BC (Joerin et al, 2008). Le Gurglferner, proche du Rotmoos, aurait atteint l'extension de 1850 pendant cette phase, vers 3890-3660 cal BC (Patzelt et al, 1990 ; 2007). Ces dates pourraient aussi correspondre à l'avancée du Ruitor après 5740-5605 cal BP (Orombelli, 1998). D'après les données disponibles, la période du Rotmoos 1 paraît donc biphasée, avec des avancées centrées sur 4200 et 3800/3700 BC, séparées par une période chaude prouvée par les dates dendrochronologiques de Tschierva entre 4200 et 3900 (ou 3700 BC) (Joerin et al, 2008).

L'avancée la plus importante du glacier de Tschingel (Oberland) est datée par un sol recouvert par le glacier vers 4475 ± 75 BP (3360-2930 cal BC). Cette petite moraine est légèrement plus externe que celles qui marquent les avancées du Lössen sur ce site (Wipf, 2001 ; com. pers. 2011) et représente donc la première avancée du glacier après l'optimum climatique du milieu de l'Holocène. L'exhumation du corps du chasseur néolithique *Ötzi* sur le Tisenjoch révèle que les conditions d'englacement sur ce col avaient vraisemblablement augmenté de façon significative après sa mort datée à 5.3-5.12 ka (Bonani et al, 1994 ; Kutschera et al, 2000), autorisant la conservation parfaite du corps jusqu'à sa découverte en 1991. Cette explication est valable également pour les artefacts en cuir retrouvés au Schnidejoch, qui se seraient dégradés rapidement à l'air libre. Ces trouvailles peuvent

donc être interprétées comme un englacement qui n'aurait pas atteint de minima aussi marqués (que ceux précédant l'enfouissement du corps) entre ~5.2 ka et la fin du 20^e s (Baroni et Orombelli, 1996 ; Grosjean et al, 2007). La théorie de l'enfouissement en continu nécessaire à la conservation du corps (et donc d'un englacement supérieur) est parfois contestée, mais elle est avancée pour expliquer de nombreuses trouvailles archéologiques ou paléontologiques faites dans ce contexte à travers le monde (e.g. Dixon et al, 2005 ; Lee et al, 2006 ; Nesje et al, 2011). Cette découverte prouve de toute façon une augmentation (ponctuelle ?) de l'englacement sur ce site à la fin du 6^e millénaire BP, contemporaine du Rotmoos 2, vers 3200 cal BC.

c. L'Optimum Subboréal : OH 3 (~5.2/5.0 - 4.3/4.2 ka)

Après les faibles avancées glaciaires du milieu de l'Holocène, valables surtout pour les petits glaciers, le 5^e millénaire BP est globalement une période de faible englacement, égal, voire même inférieur à l'actuel (Joerin et al, 2006 ; Ivy-Ochs et al, 2009). Le second sol fossile daté à 3885 ± 60 BP (2560-2150 cal BC) sur le Tisenjoch indique une nouvelle période prolongée de contraction supérieure à celle de 1990 (Baroni et Orombelli, 1996). Des artefacts contemporains de cet optimum sont datés entre 4.9 et 4.45 ka au Schnidejoch (Grosjean et al, 2007). Après 2231 BC le glacier du Gorner a réavancé, recouvrant deux mélèzes de 500 et 650 ans, indiquant que le glacier était au moins aussi rétracté, voire plus, que l'actuel durant cette période (depuis au moins 2879 BC) (Holzhauser, 2010). En outre la limite des arbres est remontée à cette époque à des niveaux élevés (Nicolussi et al, 2005), et les températures estivales ont atteint des niveaux proches des maxima holocènes (Millet et al, 2008).

Nous restreindrons donc la période néoglaciale après le dernier optimum climatique qui a duré la majeure partie du 5^e millénaire BP, c'est-à-dire à partir de ~4.3/4.2 ka. Cet optimum holocène peut donc être considéré comme le dernier à avoir duré ~800 ans, après les deux précédents (Boréal : ~9.2-8.4/8.2 ka ; Atlantique : ~7.5-6.6 ka).

2.3.3.4. Le Néoglaciale : ~ 4.2 ka - 1860 AD

D'un point de vue sémiologique l'usage du terme « Néoglaciale » (*Neoglacial*, *Neoglaciation*) a sensiblement dévié à mesure que des preuves de l'activité glaciaire du début de l'Holocène devenaient plus précises (Matthews et Dresser, 2008).

Dans sa première acception le terme indiquait une recrudescence de l'activité des glaciers après un premier Holocène chaud, et pendant lequel les glaciers de certaines régions de l'Atlantique nord avaient disparus (e.g. Scandinavie) ou étaient très réduits (Porter et Denton, 1967). Dans la seconde acception le terme désigne les phases d'avancée glaciaires, aussi baptisées « Little Ice Age Type Events » (L.I.A.T.E.'s) (Wanner et al, 2000 ; Matthews et Dresser, 2008), quelque soit la période à laquelle elles se produisent. Ces L.I.A.T.E.'s ayant des caractéristiques communes (épisodes d'échelle séculaire à millénaire, multiphasés, atteignant des niveaux parfois proches des maxima holocènes...).

Le Néoglaciale est fixé ici vers 4.2 ka en raison d'un changement de long terme du climat à partir de cette période (Wanner et al, 2011 ; Chapitre 1), et de conditions qui ne ré-atteignent plus celles des optima climatiques précédents (au moins sur le long terme). Il commence avec des avancées glaciaires vers 4.4/4.2 ka (H. Holzhauser, com. pers. ; voir *infra*). Le début du Néoglaciale à cette date est également corroboré par la chute de la *treeline* dans les Alpes orientales dont les niveaux resteront bien inférieurs à ceux de la première moitié de l'Holocène (Nicolussi *et al*, 2005). De plus,

l'ensemble des datations effectuées dans des moraines latérales sont postérieures à cette date dans les Alpes (Joerin, 2006 ; Ivy-Ochs et al, 2009). Cela indique qu'il s'agit de formes essentiellement déposées durant cette période et que les moraines déposées lors de la première moitié de l'holocène étaient plus petites, plus à l'amont et/ou ont été remobilisées par la suite.

a. L'avancée « 4.2 ka »

Des preuves d'un renouveau de l'activité glaciaire, et d'une avancée culminant vers 3900/3800 BP (~2400-2250 BC) existent sur un certain nombre de glaciers (Holzhauser, 2010 : 140), bien que l'ampleur de ces avancées soit peu contrainte, et parfois considérée en deçà des maxima holocènes. Dans la limite de la précision des datations disponibles on peut également identifier une avancée de faible ampleur ayant culminé un à deux siècles plus tôt.

Une première avancée s'est donc produite au milieu du 5^e millénaire (~4500 BC). Pendant cette phase, le glacier de Gaulti (Oberland) a dépassé son extension de 1980 – pour la première fois depuis au moins 400 ans – après 3950 ± 80 BP (2835-2155 cal BC) mais n'a pas progressé bien au-delà (preuves d'une recolonisation de la marge proglaciaire par les arbres un à deux siècles plus tard) (Wäspi, 1993). Au glacier de Schwarzenstein (Zillertal), un âge maximum pour une avancée glaciaire, dont l'extension ne peut être établie, est donné par la datation de tourbe recouverte par un horizon de silts fluvioglaciaires, à 2880-2500 cal BC (Pindur et Heuberger, 2010 : 50). Les glaciers de Gepatsch et Pasterze ont également avancé à cette période, dépassant respectivement leurs niveaux de 1960 et 2000 vers 2500 BC, sans atteindre le niveau de 1950 pour le premier (Nicolussi et Patzelt, 2001 ; Nicolussi, 2011).

Concernant l'avancée « 4.2 ka » proprement dite, la seule date dendrochronologique vient du glacier du Gorner, qui a dépassé le niveau actuel (<1963 AD) après 2231 BC (quelques cernes manquent), mais il n'existe pas d'indications sur la position maximale atteinte lors de cette avancée (~1950 AD ?). Par analogie avec les chronologies très détaillées qui existent pour le PAG, et en prenant en compte le temps de réponse de ce glacier, on peut émettre l'hypothèse qu'à cette date, les glaciers moyens avaient déjà atteints leurs positions maximales. Une datation sur sol fossile marquant un maximum potentiel du glacier de Tschingel correspond à la même période (3795 ± 65 BP ; 2460-2040 cal BC) même si l'auteur précise qu'une contamination n'est pas à exclure (Wipf, 2001). Une avancée contemporaine est également identifiée au glacier du Rhône vers 3870 ± 75 BP (2570-2135 cal BC), avec une extension de l'ordre de celle de 1850 (Zumbühl et Holzhauser, 1988 ; Holzhauser, 2007). Le glacier de Morteratsch aurait également dépassé ses limites de 1862 vers 3910 ± 65 (2570-2205 cal BC) (Holzhauser non publié, *in* Holzhauser, 2010 : 140). Au glacier de Brenay, un sol recouvert par la moraine la plus externe du complexe holocène a donné un âge de 4125 ± 260 BP (3485-1965 cal BC) (Schneebeli, 1976). Malgré l'imprécision de la date, ce cordon pourrait correspondre à une avancée importante dans la seconde moitié du 5^e millénaire BP. Enfin, une avancée potentielle du Gepatschferner est datée vers 2000 BC mais son identification repose sur une seule souche en place (Nicolussi et Patzelt, 2001).

Dans les Apennins, Giraudi (2005) relate également un renouveau de l'activité glaciaire à cette période : reformation potentielle du glacier de Calderone qui était très retiré – voire éteint – dans la première moitié de l'Holocène après 3895 ± 65 BP (2565-2155 cal BC : âge du sol recouvert par l'avancée du glacier retrouvé incorporé au till).

Ces phases d'avancées pourraient correspondre à un court intervalle interrompant les périodes de retrait identifiées par Joerin et al (2006) vers 4.3 ka. En outre les datations dendrochronologiques des bois détritiques du glacier de l'Unteraar pour cette période (Fig. 2.32) montrent des dates de

mort qui pourraient indiquer une faible avancée vers 2450 BC, puis une recolonisation de la marge proglaciaire rapidement et jusque 2000 BC. En raison de son temps de réponse, ce glacier n'a sans doute pas connu d'avancée importante à cette époque. De la même façon, les datations montrant un développement continu de tourbe dans la marge proglaciaire du Pasterze (actuellement occupée par le glacier) entre 3530-2200 et 1950-1440 cal. BC (Kellerer-Pirklbauer et Drescher-Schneider, 2011) pourraient indiquer l'absence de réponse de certains glaciers à cet épisode.

Entre la fin de l'avancée « 4.2 ka » et le début du Lössen (3.8-3.4 ka), un retrait glaciaire court, mais prononcé, est mis en évidence par des trouvailles d'artefacts archéologiques sur les cols de Lötschenpass et du Schnidejoch, prouvant qu'ils étaient libres de glace respectivement vers 4300-3710 cal BP (Bellwald, 1992) et 4060-3700 cal BP (Grosjean et al, 2007). La réavancée du glacier de Morteratsch au-delà de son extension de ~2000 AD après 3625 ± 65 BP (2195-1775 cal BC) prouve également l'ampleur du retrait lors de cet optimum (Holzhauser non publié, *in* Holzhauser, 2010 : 140). De plus, la *treeline* était toujours relativement élevée à cette période (voir Bless, 1984 : 41).

b. Le Lössen (3.8-3.4 ka)

La phase du Lössen (Patzelt et Bortenschlager, 1973) est la première période de crue glaciaire généralisée après les optima climatiques holocènes. La tourbière de Buntès Moor au front du glacier de Fernau (Zillertal) a ainsi enregistré une sédimentation organique de façon ininterrompue entre ~5000 et ~1900 BC (Weirich et Bortenschlager, 1980 ; Nicolussi et Patzelt, 2001 : 74).

Sur de nombreuses marges proglaciaires, les moraines datées du Lössen représentent les positions les plus externes, après celles du début de l'Holocène (Schimmelpfenning et al, 2011) ou du Tardiglaciaire. Ces avancées auraient été : i) sur de nombreux glaciers alpins, petits à moyens, les plus importantes de l'Holocène (Patzelt et Bortenschlager, 1973 ; Bircher, 1982 ; Renner, 1982 ; Wipf, 2001 ; Holzhauser, 2010 : 143) ou ii) au moins égales à celle du milieu du 19^e s (Patzelt et al, 1990 ; 2007 ; Pindur et Heuberger, 2010), voire iii) plus faible (~1930 AD) sur de grands appareils comme le Gepatschferner (Nicolussi et Patzelt, 2001).

La réapparition de varves dans le lac de Silvaplana après 1500 BC, indiquant la progression des glaciers dans le bassin versant, coïncide également avec cette période (Leeman et Niessen, 1994).

Les datations renseignant le début, et la durée, de cette phase sont très nombreuses (voir Holzhauser, 2010 : 141-143). Sur quelques sites des pulsations internes ont pu être identifiées : au moins deux avancées majeures sont souvent distinguées, vers 3600-3400 BP (1950-1700 cal BC) et 3300-3100 BP (1570-1400 cal BC), comme aux glaciers de l'Allalin (Bircher, 1982 : 82-84), de Witenwasseren et de Guspis (Renner, 1982 : 44-51), de Tschingel (Wipf, 2001 : 136-137), de Frosnitz (Patzelt non publié, *in* Nicolussi 2009a), et d'Argentièr (Bless, 1984 : 28-33). Le glacier de Tschingel est sans doute le glacier qui possède le meilleur enregistrement morainique de cette période. Wipf (2001) attribue pas moins de 4 cordons au Lössen sur le lobe latérale droit du glacier (Fig. 2.33) puisque les datations ¹⁴C des sols fossiles trouvés sous le plus externe et le plus interne sont statistiquement identiques (respectivement 3340 ± 80 et 3330 ± 85, soit 1875-1430 BC). En position frontale une autre excavation a révélé également deux sols de cette période datés à 3530 ± 70 BP (2110-1685 cal BC), et 3185 ± 70 BP (1620-1300 cal BC). Ces datations révèlent une extension frontale égale à celle de 1850, mais un développement latéral plus important (700 m), car non encore contraint par ses moraines (Fig. 2.33).

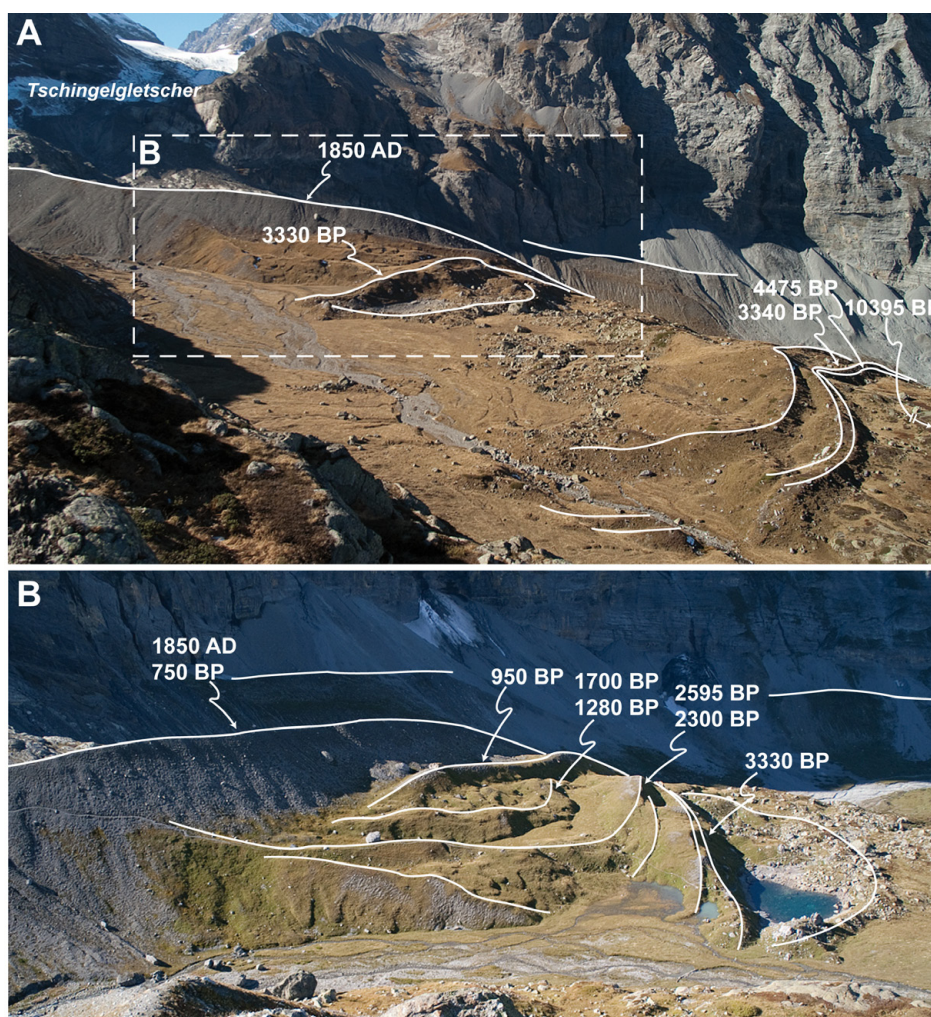


Fig. 2.33. Les cordons morainiques néoglaciaires du glacier de Tschingel (Oberland) dans le secteur de l'Oberhornsee. Les datations reportées sont les âges ^{14}C conventionnels de sols recouverts par du matériel morainique. Les flèches indiquent les moraines datées (Wipf, 2001). Noter l'extension latérale du glacier au début du Néoglaciale (~700 m / 1850 AD) et la conservation d'une séquence morainique remarquable du fait d'une tendance récessionnaire et de la prévalence de l'accrétion proximale dans la construction de l'amphithéâtre morainique (photo A. Wipf ; (A) 28/10/05, (B) 21/09/06).

Le retrait séparant les deux avancées communément datées a été suffisamment important pour permettre le développement d'un sol sur ces sites. Malgré l'évidence stratigraphique, la précision du radiocarbone ne permet pas de relier ces pulsations à une chronologie absolue ; ni de proposer une plus grande complexité, *e.g.* deux avancées durant la première phase comme le suggèreraient les âges de 3680 ± 85 BP (2340-1780 cal BC) et 3570 ± 65 BP (2130-1740 cal BC) au glacier de Witenwasseren (Renner, 1982 : 44-45).

Les datations dendrochronologiques disponibles indiquent deux avancées glaciaires d'ampleur croissante au Gepatschferner : la première débute vers 1660 BC et culmine vers 1626 BC avec une extension de l'ordre de 1930. Peu après, le glacier connaît un nouveau maximum après 1555 BC, supérieur à l'extension de 1930. Des arbres poussaient à nouveau sur le site dès 1350 BC : le point culminant de cette avancée a donc été atteint au plus tard vers 1500-1450 BC (Nicolussi et Patzelt, 2001). Au glacier du Gorner une datation dendrochronologique sur bois non *in situ* indique une

avancée après 1851 BC (Holzhauser, 2010 : 141).

La phase la plus froide du Lössen peut être circonscrite d'après les valeurs de densité du bois final, qui chutent brusquement et restent en dessous de la moyenne entre 1663 et 1458 BC chez des arbres subfossiles qui ont poussé en limite supérieure de la forêt (Renner, 1982 : 169 ; Holzhauser, 2010 ; voir § 4.4.2). Les preuves d'avancées très importantes pendant le Lössen sont difficiles à réconcilier avec l'occurrence de (quelques) bois détritiques au glacier de l'Unteraar, indiquant un retrait plus marquée que l'actuel s'étendant sur toute la période (Fig. 2.32). Mais pourrait refléter le temps de réponse de ce glacier, qui n'aurait ré-avancé que dans la seconde partie du Lössen.

Pendant l'Optimum de l'Âge du Bronze (*ca.* 1400-1000 BC) les glaciers vont connaître des minima marqués. Le front du glacier d'Aletsch se situait ainsi 1 km à l'amont de la position de 2002 entre 1350 et 1250 BC (Holzhauser et al, 2005). L'avancée du glacier de Gepatsch datée de 1200 BC, pendant laquelle il a dépassé ses niveaux de 1940, pourrait correspondre à la fin de cette période de contraction (Nicolussi et Patzelt, 2001, Nicolussi 2009a).

c. Le Göschenen I (~3.0-2.4 ka)

Les phases du Göschenen I et II ont été pour la première fois identifiées dans le massif du Damma en Suisse (Zoller et al, 1966). Selon Patzelt (1974) peu de moraines du Göschenen I n'ont été conservées car cette phase aurait été en moyenne légèrement inférieure aux suivantes (G II et PAG). Cette péjoration climatique est vraisemblablement due à une baisse de l'activité solaire vers 2850 cal BP. Un *shift* brutal vers des conditions climatiques plus humides est enregistré dans les séquences des tourbières d'Europe du nord et par les niveaux des lacs d'Europe centrale (Van Geel et Magny, 2002 ; Mauquoy et al, 2004). La péjoration culmine vers 800 BC dans les enregistrements sédimentaires (voir § 1.1.2.3). Néanmoins, des preuves pour des glaciers en progression existent avant cette date.

Le glacier d'Aletsch était en progression certaine au moins dès 1148 BC et a atteint une position comparable à 2000 AD en 941 BC. Son extension maximum est atteinte vers 600-550 BC. Durant toute cette période, des retraits, dont les traces n'existent pas, peuvent avoir entrecoupé son avancée qui s'étend sur 2,7 km (Holzhauser, 2009). Le glacier du Gorner a dépassé son extension de 1963 en 602 BC, recouvrant un mélèze qui avait germé vers 1160 BC, ce qui implique des dimensions restreintes pendant cet intervalle. L'extension maximale est intervenue après 600 BC sans pouvoir déterminer son ampleur exacte, peut être de l'ordre de celle de 1920 comme le glacier d'Aletsch (Holzhauser, 2010). Le Gepatschferner est en progression depuis le milieu du 10^e s BC, et connaît un premier maximum comparable à l'extension de 1935 vers 712 BC. Une nouvelle avancée, cette fois supérieure à 1930-35 est datée à 637 BC (Nicolussi et Patzelt, 2001 ; Nicolussi et al, 2006).

Des preuves d'avancées durant la période existent également pour des glaciers plus réactifs, comme ceux d'Allalin et de Saas (Valais) qui ont renversé des mélèzes de 400-500 ans entre 959 et 927 BC (Holzhauser, 2009 : 194 ; Röthlisberger et al, 1980 : 44). A l'Allalin, ces dates sont interprétées comme un glacier dépassant son extension de 1890 AD, ce qui signifie une extension déjà très importante dès le début du Göschenen I. Au glacier inférieur de Grindelwald, deux périodes d'avancée, datées au ¹⁴C, sont contemporaines du Göschenen I. La première vers 2805 ± 80 BP (1205-810 cal BC), et la seconde vers 2330 ± 80 BP (750-200 cal BC) (Holzhauser et Zumbühl, 1996). De même, au glacier de Fernau (Stubai), la tourbière proglaciaire Buntessmoor a enregistré deux périodes d'avancée (niveaux fluvioglaciaires) à 2820 ± 90 BP (1255-810 cal BC), et 2280 ± 80 BP (730-110 cal BC) ; séparés par une couche de tourbe datée à 2620 ± 80 BP (975-425 cal BC) traduisant une période de contraction glaciaire (Mayr, 1964 ; 1968).

Il semblerait que les plus grands glaciers italiens aient connus leurs maxima holocènes pendant le Göschenen I comme l'indiquent les datations ^{14}C effectuées à la base de remplissages barrés par les moraines les plus externes des marges proglaciaires des glaciers du Lys (Mont Rose), de Forni (Ortles), et de Pissgana (Adamello) qui s'échelonnent entre 2400 et 2700 ^{14}C BP (Orombelli et Pelfini, 1985 ; Pelfini, 1988 ; Ravazzi et al, 2001). Sur nombre d'autres glaciers italiens cette avancée a également été l'une des plus importantes de l'Holocène (Baroni et Carton, 1991 ; Giraudi, 2005).

La date la plus récente pour une avancée durant le Göschenen I provient du Gefrorene Wand Kees (Zillertal, Autriche). Un arbre *in situ* daté à 446+ BC, et qui a vécu plus de 450 ans sur ce site, a été recouvert par le glacier lorsqu'il a dépassé son extension de 1920 AD (Nicolussi et al, 2006).

Cela indique que la fin de la période du Göschenen I a été marquée par des niveaux glaciaires relativement élevés pendant plusieurs décennies, et que les dates des maxima ont pu être asynchrones selon les glaciers, en fonction de leurs dynamiques respectives.

d. Le Premier millénaire AD

Le Göschenen II (~250-600 AD)

Cette période, aussi appelée *Dark Age* ou *Migration Period*, est caractérisée par une instabilité climatique prononcée à partir de la fin du 3^e s (baisse des températures) (Ljungqvist, 2010 ; Büntgen et al, 2011).

Durant cette phase les glaciers alpins ont atteint des positions proches des maxima PAG, voire légèrement supérieures (Patzelt, 1974). Sur certains sites des maxima glaciaires sont relatés dès le 2^e - 4^e s AD, comme au Hornkees (Zillertal). Un fragment de bois provenant d'une excavation dans une moraine latérale et prouvant un maximum holocène, est daté à 1880 ± 55 BP (5-255 cal AD), confirmé par la datation de la fraction humique du sol fossile à 1895 ± 55 BP (0-245 cal AD) (Pindur et Heuberger, 2010 : 54). Au glacier de Fernau (Stubai), l'enregistrement de la tourbière proglaciaire montre, après les 15 cm de tourbe qui marquent l'optimum climatique Romain, deux nouvelles passées sableuses séparées par une mince couche de tourbe datée à 1890 ± 90 BP (90 cal BC-380 cal AD) indiquant une avancée biphasée du glacier à la fin de la période romaine (Mayr, 1964 ; 1968). Au glacier du Rhône, l'avancée datée à 1700 ± 70 BP (âge maximum, 139-534 cal AD) a dépassé l'extension de 1856 AD (Zumbühl et Holzhauser, 1988 : 229). Au glacier de Simony, une moraine latérale a un âge maximum de 1600 ± 70 BP (260-605 cal AD), indiquant l'avancée la plus importante depuis le début de l'Holocène où une moraine a été déposée avant 7220 ± 140 BP (6395-5815 cal BC) (Patzelt et Bortenschlager, 1973 ; Patzelt, 1974).

Le glacier d'Aletsch a atteint un premier maximum faible vers 272 AD (de l'ordre de 1982 AD), puis une extension comparable au maximum PAG vers 590 AD. D'autres datations dendrochronologiques existent pour des glaciers suisses : le glacier de Zmutt a renversé un mélèze de 400 ans en 580 AD (Röthlisberger 1976 : 89 ; Röthlisberger et al 1980 : 46 ; Holzhauser, 2009) ; le glacier de Ried avance en 525 AD (Holzhauser, 1985 : 175) et le glacier de Grindelwald en 527-592 (Holzhauser et Zumbühl, 1996 ; Holzhauser 2009 : 190). Le Gepatschferner connaît une avancée supérieure à son extension de 1930 en 336 AD (Nicolussi et al, 2006).

L'avancée du Haut Moyen Age (~830 AD)

Cette avancée importante est reconnue sur un certain nombre de sites. A Grindelwald elle culmine en 836 AD (Holzhauser et al, 2005). Au glacier du Gorner trois dates ^{14}C sur souches *in situ* prouvent

cette avancée à 1195-1125 BP (675-1025 cal AD). Elle y aurait été supérieure à l'extension de 1949, mais inférieure à 1940 (Holzhauser, 2010). Cinq troncs retrouvés dans la moraine latérale du glacier de Morteratsch, 60 m au dessus du talweg, sont datés entre 1060 ± 75 BP et 1220 ± 75 BP (âge médian des intervalles de calibrations compris entre 806 et 970 cal AD) et prouvent également une avancée importante à cette période (Holzhauser non publié, *in* Holzhauser, 2010 : 148).

Dans les Alpes orientales, la culmination de cette avancée est datée par dendrochronologie vers 809 AD au Gepatschferner, avec une extension supérieure à 1920 (Nicolussi et Patzelt, 2001 ; Nicolussi et al, 2006). Au glacier de Sulden (Ortler, Italie), un mélèze *in situ* situé en limite de l'extension de 1870 AD – et dont la date de germination est 413 AD – a été renversé en 834 AD. Cela signifie que sur ce site cette avancée fut majeure au cours du 1^{er} millénaire, et plus importante qu'une éventuelle avancée durant le 6^e s AD (Nicolussi et al, 2006). Au Pasterze, une extension supérieure à celle de 1925 est également dépassée dès la fin du 8^e s, alors que le glacier était resté en retrait de cette position depuis 240-430 cal AD (Nicolussi et Patzelt, 2001).

Cette avancée est vraisemblablement reconnue sur le glacier du Lys (massif du Mont Rose) avec un âge maximum pour un sol fossile à 1185 ± 80 (675-990 cal AD). Ce sol est situé ~10 m sous la crête de la moraine (Strumia, 1997). Des deux dates effectuées sur ce sol épais de 40 cm, les auteurs interprètent la plus ancienne à 1885 ± 155 (50 BC-335 AD – 1σ) comme un âge minimum pour l'avancée glaciaire précédente. L'intervalle entre les deux dates représente le temps de formation du sol. On peut donc dire, dans la limite de la précision des dates ^{14}C , qu'il n'y a pas eu d'avancée glaciaire sur ce site entre ~350 et 650 cal AD.

A noter que glacier de l'Unteraar a eu un comportement atypique sur le premier millénaire puisqu'il est resté dans ses limites de 1900 AD, qu'il n'a dépassé pour la première fois que lors d'une avancée médiévale mal contrainte (avec des dimensions de ~1890 AD). Antérieurement, un sol avait pu se développer sur ce site, potentiellement pendant plusieurs millénaires (Zumbühl et Holzhauser, 1988 : 290 : 312)

e. La fin de l'Optimum médiéval : les avancées du Bas Moyen-Age (*High Medieval Advance Period, HMAP*)

L'avancée du 12^e s

La première avancée du Petit Age Glaciaire *s.l.* est celle du 12^e s. Elle fait suite au retrait généralisé de la période médiévale (~850-1100 AD), et a été datée par lichénométrie et ^{14}C sur plusieurs glaciers du Valais : Mont Durand, Corbassière, Schwarzberg (Schneebeli, 1976 ; Bircher, 1982). Aux glaciers du Mont Durand, de Fenêtre et de Schwarzberg, elle aurait eu une extension de l'ordre de celle de 1850 (Schneebeli, 1976 : 51 ; Bircher, 1982 ; Röthlisberger et al, 1980 : 47). Dans l'Oberland, le glacier de Tschingel a également connu un maximum similaire à celui du 19^e s vers 950 ± 85 BP (900-1260 cal AD) (Wipf, 2001).

Les dates dendrochronologiques disponibles pour les glaciers d'Aletsch, du Gorner, de Zinal, de Grindelwald et de Ferpècle révèlent des maxima relativement synchrones durant cette période : respectivement à ~1100, 1186, 1159, 1137 et 1125 AD (Haas, 1978 ; Röthlisberger et al, 1980 : 47-48 ; Holzhauser, 2010 : 152). Le glacier du Gorner était plus petit que son extension de 1949 AD entre au moins 936 et 1186 AD ; et sans doute aussi petit (voire plus petit) qu'aujourd'hui avant 1057 AD. Sur ce glacier, cette avancée qui n'a pas atteint les dimensions de 1940, est donc d'une amplitude identique à celle du 9^e s AD (Holzhauser, 2010). Au glacier de Zinal, elle est proche de l'extension de 1890, alors qu'au glacier inférieur de Grindelwald, elle a probablement été de l'ordre des maxima

holocènes.

Les variations du glacier de Gepatsch sont également synchrones, avec des maxima en 1140-45 AD, puis vers 1172 AD, au cours d'une avancée probablement multiphasée, où il a atteint une extension supérieure à 1940, mais probablement pas celle de 1920. S'en suit une phase de stagnation puis de retrait à la fin du 12^e s (Nicolussi et Patzelt, 2001).

L'avancée des 13^e et 14^e s

Des conditions climatiques favorables aux bilans de masse des glaciers sont relatées par certains travaux pour la seconde moitié du 13^e s : étés frais et précipitations importantes centrées sur la décennie 1270 (Zanenco et al, 2008). De nombreux glaciers moyens avaient déjà acquis des positions très avancées dans la seconde moitié du 13^e s, et ont connu leurs maxima à la fin de ce siècle, ou au tout début du 14^e s.

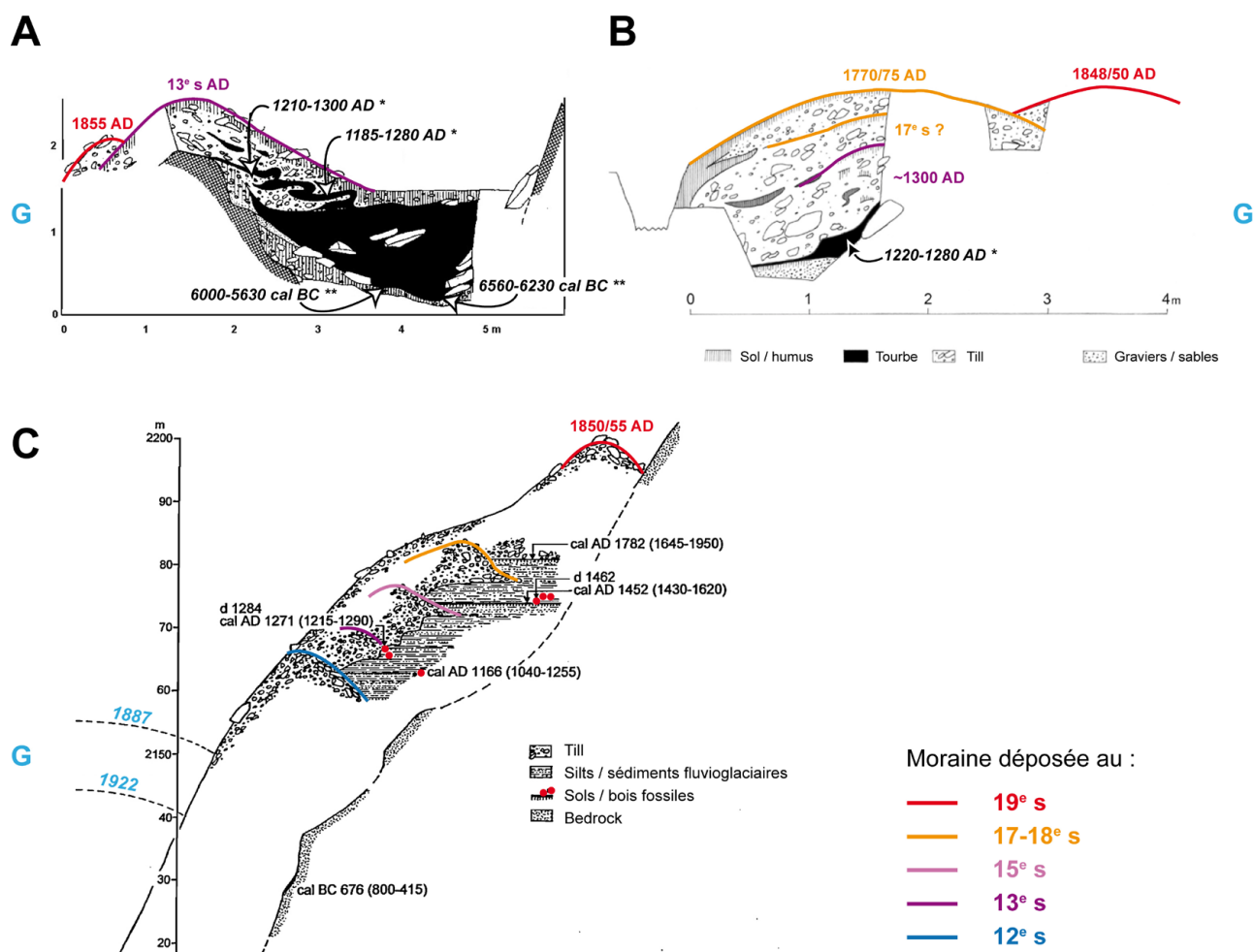


Fig. 2.34. Coupe dans les moraines latérales de trois glaciers du massif de l'Ötztal (Autriche) montrant l'agencement relatif des dépôts des différentes avancées du PAG : (A) Gurglferner, 2420 m ; (B) Vernagtferner, 2280 m ; (C) Gepatschferner. Noter la hiérarchie différente des avancées sur des glaciers proches. L'avancée du 13^e s ayant été l'un des maxima, notamment sur les glaciers moyens. La direction du glacier est indiquée par « G » ; * datation ¹⁴C calibrée à 1σ et reportée telle que dans la publication originale, ** datation ¹⁴C calibrée à 2σ (d'après Nicolussi et Patzelt, 2001, Patzelt et al, 2007 ; Patzelt, In Zanenco et al, 2008)

Le Gurglerferner (9,6 km²) a connu ses maxima holocènes au 13^e s. Une datation de tourbe sous ce dépôt indique que le glacier n'avait pas atteint ce niveau pendant les 8000 années précédentes (Patzelt, 1995 ; Patzelt et al, 1996 ; Fig. 2.34A). Au Vernagtferner (8,2 km²), une datation ¹⁴C sur sol fossile sous les dépôts des maxima PAG (17^e s – 19^e s) prouve une crue du glacier de même ampleur à la fin du 13^e s (790 ± 50 BP ; 1220-1280 AD, 1σ) (Patzelt, *in* ZanESCO et al, 2008 ; Fig. 2.34B). Cette date radiocarbone est confirmée par les chroniques historiques indiquant un maximum en 1317 AD. Le Vernagtferner est en effet l'un des glaciers alpins ayant fait l'objet des plus anciennes représentations iconographiques. Lors des phases de crues du PAG, sa langue – en barrant la vallée du Rofental – est à l'origine de la formation du lac de Rofener. Les périodes de barrage documentées correspondent donc aux maxima PAG (Nicolussi, 1990 ; Patzelt, 1994), comme sur d'autres sites glaciaires alpins (*e.g.* Ruitor, Giétro). Le glacier de Gepatsch a atteint l'extension de 1870, sans la dépasser, vers 1284 AD. Peu après (au plus tard début 14^e s, puisque des arbres ont germé sur le site à partir de 1340), il atteint son extension maximale du Bas Moyen Age (Nicolussi et Patzelt, 2001 ; Fig. 2.34C). Les documents historiques indiquent également une position très avancée du glacier de Grindelwald en 1246 (Zumbühl, 1980).

Par comparaison les glaciers d'Aletsch et de Gorner, alors également en crue, possédaient respectivement en 1300 une extension comparable à celle de 1957 et de 1949 (Holzhauser, 2010). Cette position est égale à celle du maximum du 12^e s en ce qui concerne le Gorner.

La crue du 14^e s est considérée comme la première crue paroxysmale du PAG. Sur les grands glaciers, elle met fin à une extension modérée qui a duré plusieurs siècles (depuis le 6^e s AD).

Le glacier du Gorner a ainsi renversé en 1327 AD un mélèze qui avait germé vers 748 AD, prouvant une extension plus faible que celle de 1940 AD pendant au moins 600 ans (Holzhauser, 2010). La reconstitution de cette crue est la plus précise qui soit disponible pour un épisode glaciaire ancien en raison de la densité de souches *in situ* présentes dans cette marge proglaciaire. La crue, débutée à la fin du 13^e s, a culminé en 1385 AD après une progression continue du front. La répartition spatiale des souches a permis de calculer le taux de progression du glacier qui s'élève en moyenne à 12 m.a⁻¹ entre 1300 et 1385 (7-8 m.a⁻¹ sur 1300-1341, et 20 m.a⁻¹ sur 1341-1385). Il s'agit d'un taux de progression supérieur à celui de l'avancée qui a culminé sur ce site au milieu du 19^e s (~9 m.a⁻¹ entre 1791 et 1859) (Holzhauser, 2010 : 165).

Aux glaciers d'Aletsch et de Grindelwald l'avancée du 14^e s culmine respectivement en 1369 et en 1337 AD. Cette avancée n'a pas pu être démontrée au glacier de l'Unteraar puisque le premier maximum du PAG est atteint au 17^e s avec l'évidence d'une extension réduite durant les quatre siècles précédents (Zumbühl et Holzhauser, 1988).

Certaines datations sporadiques indiquent des avancées très importantes au 15^e s, surtout dans les Alpes orientales. Le Gepatschferner a atteint vers 1462 AD un niveau semblable à celui de la crue de la fin du 13^e s, et qui ne sera dépassé que par les maxima des 17^e et 19^e s (Nicolussi et Patzelt, 2001 ; Fig. 2.34C). D'autres glaciers des Alpes orientales ont également atteints de hauts niveaux au 15^e s (voir Patzelt et Bortenschlager, 1973 ; Pindur et Heuberger, 2010).

2.3.4. Apports des chronologies glaciaires alpines

1) L'enregistrement glaciaire indique une **partition claire de l'Holocène** :

- un **premier Holocène** marqué par un englacement moyen faible. Ainsi, le Gepatschferner a avancé 5 fois jusqu'à son extension de 1950/60 sur 5000 ans (entre le 7^e millénaire BC et le début du 2^e millénaire BC) (Nicolussi et Patzelt, 2001).
- un **Néoglaciale** qui débute à des dates différentes selon la sensibilité du glacier considéré. Les petits glacierets localisés au niveau de la LEG (~3000 m), qui ont un faible développement altitudinal, réagissent instantanément au climat (Fig. 2.15b). Leur chronologie atteste de conditions d'englacement qui ont rejoint celles de la période précédant 5.2/5.0 ka, seulement à la fin du 20^e s, définissant le Néoglaciale pour ce type de glaciers, et à cette altitude (Grosjean et al, 2007). Les glaciers moyens de type alpin réagissent aux changements climatiques avec un délai : *ca.* 10¹-10² an (tout comme la *treeline*). La chronologie de leurs fluctuations révèle un néoglaciale plus tardif, vers 4.2 ka (ou plus généralement vers 3.5 ka), car ils ont ensuite atteint leurs maxima holocènes de façon répétée. En appliquant ce raisonnement aux plus grands glaciers alpins, on peut dire que le Néoglaciale sur ce type d'appareils n'aurait commencé qu'au Göschenen 2 puisqu'ils n'ont pas atteint leurs maxima holocènes lors des premières avancées néoglaciaires, et ont connu des retraits prolongés pendant la période (*e.g.* Optimum de l'Âge du Bronze ou Optimum Romain).

2) D'une manière générale les chronologies reflètent les différences de **temps de réponse**. Les courbes disponibles pour les deux plus grands glaciers alpins ne reflètent qu'une tendance séculaire, comme le prouve :

i) Les disparités observées lors de chaque phase glaciaire :

- Les multiples avancées pendant le Göschenen I avec des maxima datés entre 950 BC et ~450 BC pour les petits glaciers, alors que les grands appareils progressent pendant 400 ans et connaissent un seul maximum vers 600 BC (Holzhauser et al, 2005).
- Sur le premier millénaire, les avancées des grands glaciers suisses semblent synchrones avec des maxima autour de 600 AD (d'une amplitude quasiment de l'ordre des maxima PAG) alors que d'autres glaciers, notamment dans les Alpes orientales, ont connus deux crues distinctes centrées sur ~300 AD et ~800 AD.
- De hauts niveaux glaciaires – proches des maxima holocènes – atteints dès le début du PAG (12^e -15^e s) sur de nombreux petits glaciers.

ii) Le fait que toutes les avancées du Néoglaciale aient quasiment atteints les maxima holocènes sur les petits glaciers, alors que sur les grands appareils dont les chronologies sont très précises, les périodes d'avancées les plus faibles n'ont pas pu engendrer d'avancées aussi importantes : le glacier d'Aletsch et le Gorner n'ont pas dépassé l'extension de 1920/1940 en 600 BC, en 800 AD et en 1150 AD.

iii) L'analogie fournie par l'avancée du 19^e s : la majorité des glaciers alpins ont atteints leurs maxima en 1820, alors que le Gorner et Aletsch en étaient encore loins, ne les atteignant qu'en 1860 (Holzhauser et al, 2005 ; Holzhauser, 2010 : 152).

iv) L'Unteraar a sans aucun doute le temps de réponse le plus long dans les Alpes (maximum PAG

en 1871), ce qui en fait un *mauvais indicateur des conditions climatiques*, puisque des variations *anormales* caractérisent ce glacier sur les deux derniers millénaires (Zumbühl et Holzhauser, 1988 : 291). Cela explique sans doute que ce soit sur ce site que des bois subfossiles reflétant des périodes de retrait plus importantes que l'actuel ont été datés le plus tardivement dans le Néoglaciale. Il en est de même pour le Pasterze où des fragments de bois et de tourbes datés du Lössen ont été retrouvés (Slupetzky et al, 1998 ; Nicolussi et Patzelt, 2001 ; Kellerer-Pirklbauer et Drescher-Schneider, 2011 ; Nicolussi, 2011) ; ce qui reflète le temps nécessaire au glacier pour accumuler de la masse et la transférer au front après un optimum climatique (Nicolussi, com pers. 2011). Pour Zumbühl et Holzhauser (1988 : 313), des raisons morphologiques pourraient aussi expliquer ces lacunes dans l'enregistrement puisque ce glacier rehausse son lit à chaque avancée (voir chap 2.2). Le fait qu'il n'ait pas dépassé l'extension de 1900 pendant le premier millénaire ne veut pas forcément dire qu'il n'a pas fluctué, et progressé de façon significative dans cet intervalle. La signification climatique des périodes de retrait de ces deux glaciers est donc à interpréter avec prudence.

v) Le **synchronisme** marqué (10^{-1} / 10^1 ans) pour des glaciers similaires, lorsque des dates dendrochronologiques sont disponibles : *e.g.* les maxima GI et II à Aletsch et Gorner (600 BC et 600 AD), l'avancée du 9^e s à Grindelwald, Gepatsch et Sulden (~810/830 AD), ou pour le maximum du milieu du 12^e s, autour de 1150 AD.

3) L'évaluation de la **magnitude des péjorations climatiques** responsables des avancées glaciaires est délicate d'après l'enregistrement géomorphologique :

- L'enregistrement des glaciers moyens (~5-10 km²) permet de mieux discriminer l'ampleur de la péjoration climatique à l'origine de l'avancée. En effet, les petits glaciers ré-avancent lors de chaque péjoration à des niveaux proches des maxima (donc pas de « sensibilité »), tandis que les grands glaciers lissent le signal climatique de façon importante (donc toutes les avancées ne sont pas présentes).
- De plus l'enregistrement géomorphologique ne permet pas de tirer des conclusions formelles sur la magnitude de l'avancée, étant donné la contrainte croissante qu'exercent les moraines sur l'écoulement des glaciers, au cours du Néoglaciale.

Fig. 2.35. (page suivante) Synthèse des fluctuations glaciaires pendant l'Holocène (modifié de Ivy-Ochs et al, 2009) d'après les données présentées dans la section 2.3.

Panneau supérieur : Les triangles représentent l'extension relative atteinte par les glaciers lors de chaque avancée (pour les dates ^{14}C , l'âge reporté correspond à l'âge calibré médian). Les avancées rapportées comme excédant l'extension PAG de quelques dizaines de mètres sont au même niveau que les maxima PAG/holocènes. Noter les différences d'extension relative, particulièrement pour les avancées du début et du milieu de l'Holocène. Par souci de lisibilité, seules les données du Gepatsch et du Pasterze ont été reportées après 3.0 ka. La courbe de synthèse des glaciers suisses est tirée de Holzhauser (2010). L'extension des glaciers lors des stades tardiglaciaires est tirée de Maisch et al (1999) et les datations cosmogéniques de ces avancées (croix bleues) sur le site de Julier Pass (Ivy-Ochs et al, 2006), de Kartell (Ivy-Ochs et al, 2006), et de Kromer (Kerschner et al, 2006) sont reportées, de même que les âges de stabilisation des glaciers rocheux à Julier Pass, et dans la vallée de Larstig (croix noires) (Ivy Ochs et al, 2009) qui indiquent un réchauffement du climat holocène après ~10.5 ka.

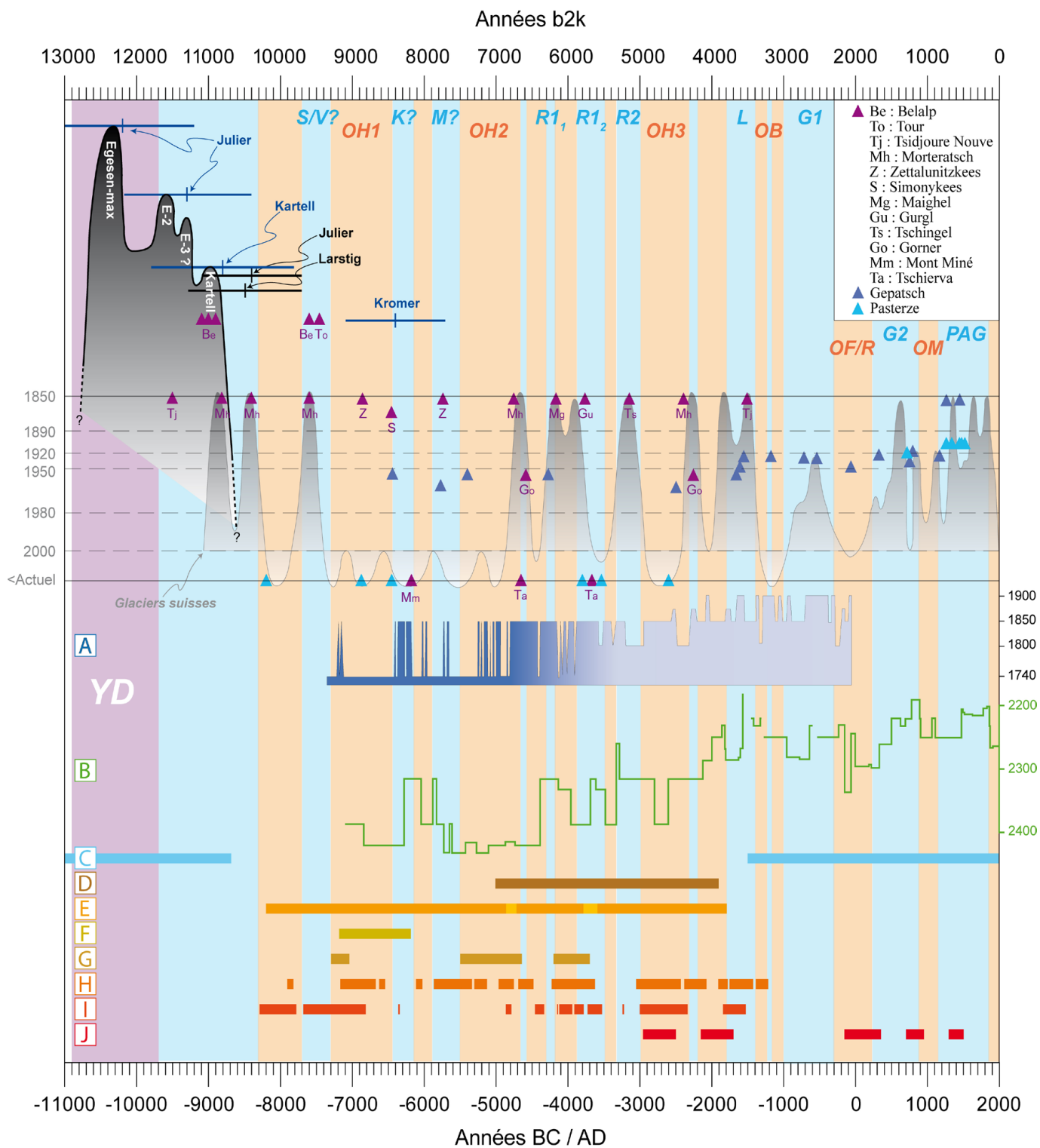
Panneau inférieur : différents enregistrements paléoclimatiques et glaciaires alpins : **(A)** Variations d'altitude du glacier inférieur de Grindelwald au droit de la grotte Milchbach d'après l'analyse pétrographique et isotopique de spéléothèmes. La qualité de la reconstruction, meilleure au début de l'Holocène, est figurée par le dégradé de couleur (Luetscher et al, 2011) ; **(B)** Variations de l'altitude de la treeline dans le Kaunertal (Nicolussi et al, 2005) La courbe a été inversée pour se conformer aux maxima glaciaires ; **(C)** Présence de varves dans le lac Silvaplana (Engadine) indiquant une extension glaciaire importante dans le bassin versant (Leeman et Niessen, 1994) ; **(D)** Sédimentation organique continue dans la tourbière « Bunttes Moor », au front du glacier de Fernau (Stubai) (Weirich et Bortenschlager, 1980) ; **(E)** Développement de tourbe dans la marge proglaciaire du glacier du Rutor indiquant une extension inférieure à celle de 1970-1990 AD (Armando et al, 1975 ; Porter et Orombelli, 1985 ; Orombelli, 1998) ;

Périodes de retrait glaciaire plus importantes que l'actuel d'après la datation dendrochronologique des bois retrouvés dans la marge proglaciaire : **(F)** Tschierwa (Joerin et al, 2008, Nicolussi, 2009b), **(G)** Mont Miné (Nicolussi et al, 2011) ; Périodes de retrait glaciaire plus important que l'actuel d'après les datations dendrochronologiques des bois retrouvés dans les marges proglaciaires : **(H)** Unteraar (Hormes et al, 2001 ; Nicolussi et Schluchter ; Fig 2.32), **(I)** Pasterze (Nicolussi, 2011) ;

(J) périodes de retrait glaciaire sur le col de Schnidejoch (Oberland) d'après la datation d'artefacts archéologiques (Grosjean et al, 2007).

Les intervalles indiqués en bleu représentent les périodes froides déduites de l'enregistrement glaciaire : **S/V** : Schams/Venediger (~9.6-9.3 ka) ; **K** : Kromer (~8.4-8.15 ka) ; **M** : Misox (~7.9-7.5 ka) ; **R1₁, R1₂, R2** : Rotmoos 1₁ (~6.3-6.2 ka), Rotmoos 1₂ (~5.9-5.5 ka), et Rotmoos 2 (~5.3-5.0 ka) ; **L** : Löbben (~3.8-3.4 ka) ; **G1, G2** : Göschenen 1 (~1000-300 BC), et 2 (~250-850 AD ; intègre ici la période d'avancée du Haut Moyen-âge) ; **PAG** : Petit Age Glaciaire (~1150-1850 AD ; intègre ici la période d'avancée du Bas Moyen-âge).

Les intervalles orangés représentent les optima climatiques déduits des chronologies glaciaires : **OH1, OH2 et OH3** : Optimum Holocène 1 (~9.3-8.4 ka), 2 (~7.5-6.6 ka), 3 (~5.0-4.3 ka) ; **OB** : Optimum de l'Âge du Bronze (~3.4-3.0 ka) ; **OF/R** : Optimum de l'Âge du Fer/Optimum Romain (~300 BC-250 AD) ; **OM** : Optimum Médiéval (~850-1150 AD).



2.4. Conclusion

La datation de complexes morainiques reste la base des reconstitutions paléogéographiques glaciaires, et demeure indispensable pour évaluer, qualitativement (ΔL) et quantitativement (ΔLEG), la nature des changements climatiques holocènes.

Cependant elle demande une évaluation critique, afin de déterminer quelle part de la variabilité climatique est capturée par la chronologie glaciaire. La pertinence de l'enregistrement glaciaire en tant qu'indicateur climatique dépend de plusieurs facteurs (Kirkbride et Brazier, 1998) :

- La **disponibilité du matériel datable**, qui est le plus souvent aléatoire. Dépend de la présence de végétation en position proglaciaire, de l'accessibilité des coupes... Pour cette raison une faible partie seulement du potentiel d'archive des formes et dépôts glaciaires est réellement exploitée. Les développements récents, permettant de dater directement le matériel déposé par le glacier, ont permis de diminuer (en partie) la dépendance à ce facteur. L'évaluation de la **qualité de la datation** est aussi importante : proximité de l'évènement à dater, ou non (âge maximum/minimum) (Hormes et al, 2004).

- La **sensibilité du système** aux changements climatiques de haute et basse fréquence. Aucun système ne répond à - et n'enregistre - toutes les fréquences. Cette sensibilité dépend de l'ajustement dynamique des glaciers au climat (temps de réponse) qui est lui-même conditionné par leurs caractéristiques morphologiques (hypsométrie, présence/absence d'une couverture détritique...). Dans les Alpes, les petits glaciers au faible temps de réponse vont avoir un enregistrement morainique reflétant les fluctuations décennales du climat (haute fréquence), alors que les grands glaciers et/ou noirs, vont filtrer et agréger ce signal, et enregistrer une tendance séculaire (moyenne fréquence). De plus, les glaciers noirs vont bien souvent avoir un enregistrement biaisé, car cumulatif, de l'évolution du climat.

- La **conservation sélective des dépôts** due à l'érosion. Le système glaciaire « s'autocensure » en détruisant parfois les traces des avancées précédentes (Gibbons et al, 1984). Plusieurs travaux montrent que les marges des petits glaciers ont un potentiel de préservation plus important de l'enregistrement morainique que celles des grands glaciers (Kirkbride et Dugmore, 2006 ; Pallàs et al, 2010 ; Schindelwig et al, 2011), et doivent donc être ciblés en priorité.

La représentation d'une chronologie glaciaire selon le modèle de la Figure 2.36, où l'axe des ordonnées représente la différence d'âge entre une forme datée (*e.g.* moraine) et la forme datée immédiatement postérieure, permet d'identifier un enregistrement glaciaire incomplet. Néanmoins, d'autres explications peuvent conduire au motif de la Figure 2.36B :

- i) la préservation (et la datation) de la séquence morainique est complète, mais la fréquence des évènements a changé avec le temps,
- ii) la sensibilité du système a changé, il répondait dans un premier temps aux variations de basse fréquences, puis de hautes fréquences dans un second temps.

Etant donné l'histoire climatique de l'Holocène (Chapitre 1) on ne peut écarter la première hypothèse, la première moitié de l'Holocène ayant été marquée majoritairement par des péjorations de fréquence et de magnitude faibles.

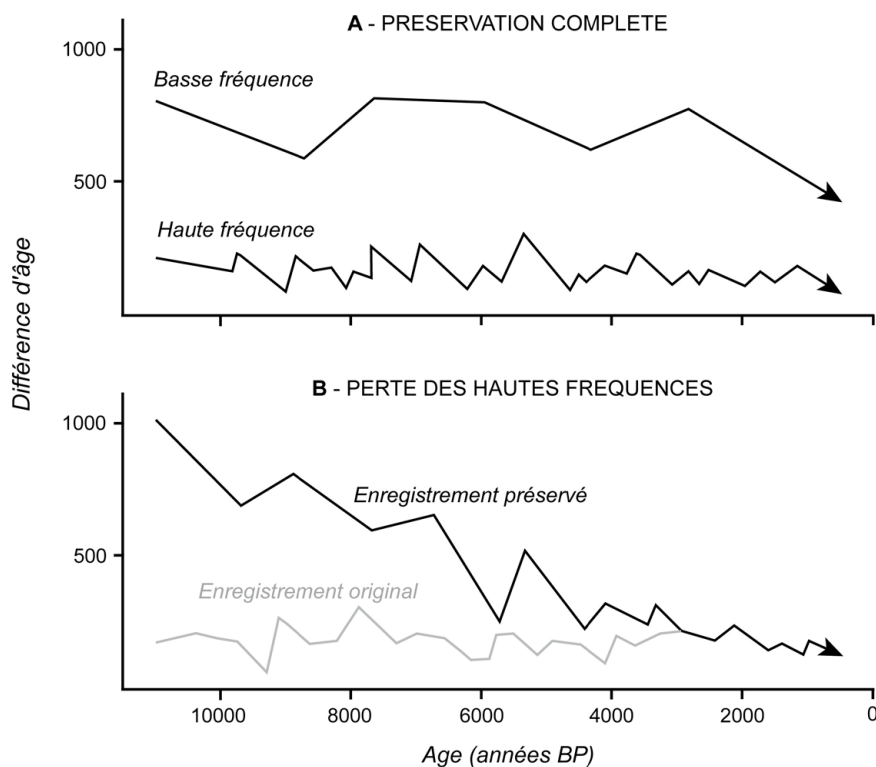


Fig. 2.36. Cadre conceptuel (diagramme « différence d'âge ») permettant d'évaluer les chronologies glaciaires et d'identifier l'« autocensure » du système. (A) Pas de perte de l'enregistrement glaciaire par érosion. Des enregistrements complets produits par des glaciers aux temps de réponse différents, en réponse à des cycles climatiques réguliers, correspondraient à cet exemple ; (B) Un enregistrement incomplet : la différence d'âge entre les formes successives diminue vers le présent. Un tel exemple peut s'expliquer par une préservation sélective due à l'érosion. La fréquence originelle des événements ne peut plus être déduite des formes les plus anciennes (Kirkbride et Brazier, 1998).

L'examen des chronologies glaciaires holocènes basées sur l'enregistrement de surface disponibles pour plusieurs régions du monde révèle cette lacune : le PAG est toujours le mieux contraint, et les détails, et le nombre de dates, diminuent ensuite avec le temps (e.g. Koch et Clague, 2006 : Fig 2). Néanmoins les progrès des méthodes et l'augmentation des sites étudiés permettent de faire émerger une complexité plus grande. En effet, des phases glaciaires précédemment mal contraintes commencent à révéler un *pattern* comparable à celui du PAG (Clague et al, 2009).

Les chronologies glaciaires sont donc dépendantes de la conservation des preuves, de la sensibilité du système étudié, de la méthode de datation utilisée et de son incertitude. Toutes ces limites doivent être clairement prises en compte et énoncées (Kirkbride et Brazier, 1998 ; Porter, 2000 ; Winkler et Matthews, 2010a ; Winkler et al, 2010). Sans ces précautions, l'interprétation climatique, et à plus forte raison l'identification des forçages, est fortement sujette à caution.

Chapitre 3

L'approche dendroglaciologique

3.1. Introduction

3.1.1. Principes de base de la méthode dendrochronologique

3.1.1.1. Le cerne de croissance

Le bilan annuel net de carbone des arbres représente la différence entre les gains réalisés par photosynthèse, et les pertes par respiration du feuillage et des tissus. Il reflète la productivité de l'arbre sur l'année, et est retranscrit dans la croissance radiale, *i.e.* la quantité de xylème produit par an (largeur du cerne annuel).

La croissance d'un arbre se fait de façon apicale et radiale sous l'action respective des méristèmes primaires et secondaires. Sous un climat tempéré, un nouveau cerne de croissance est produit chaque année par division cellulaire du cambium vasculaire, le tissu végétal situé entre le xylème (le bois) et le phloème (l'écorce). L'âge cambial d'un arbre correspond donc au nombre de cernes annuels à hauteur du prélèvement effectué sur le tronc (Fig. 3.1A). On distingue le duramen (bois du centre dont les cellules ont cessé de fonctionner), de l'aubier (les cernes périphériques chez un arbre adulte), qui assure la conduction de la sève brute (Fig. 3.1B).

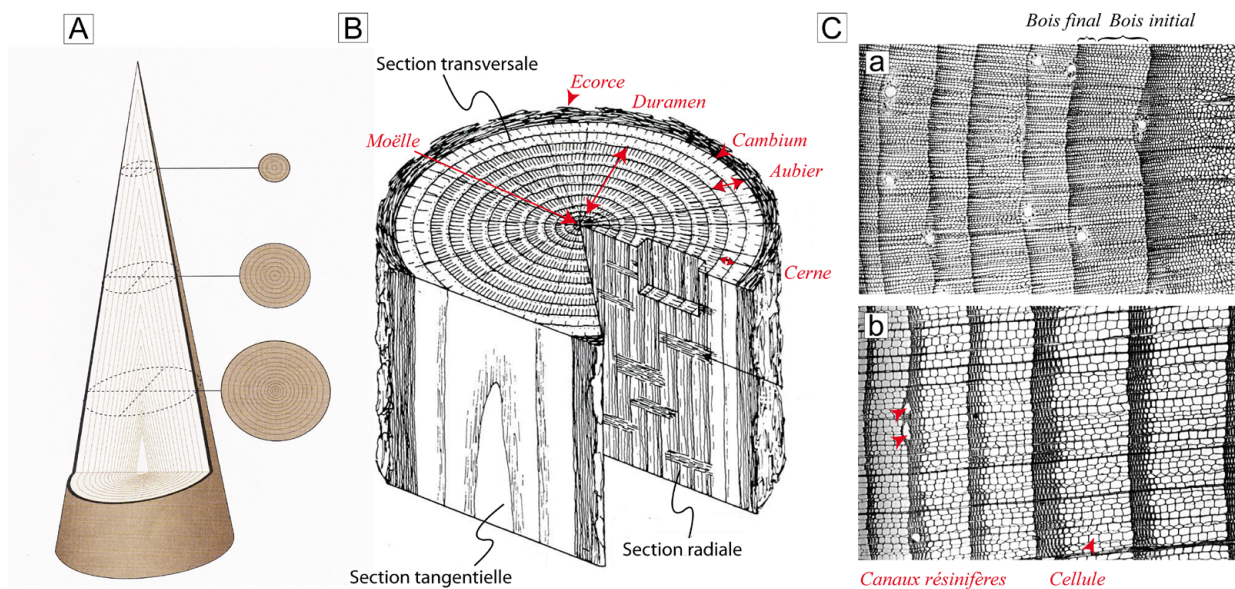


Fig. 3.1. (A) Représentation schématique de l'agencement des cernes annuels dans la tige d'un arbre ; (B) Principales caractéristiques anatomiques macroscopiques du bois ; (C) Aperçu microscopique (x40) des cernes annuels pour (a) *Pinus cembra*, et (b) *Larix decidua* (Schweingruber, 1990). Noter la transition progressive entre bois initial et bois final en (a), brutale en (b), et les différences de morphologie entre les cellules de bois initial et de bois final.

La grande similitude des variations interannuelles de largeur de cerne pour des arbres d'une même espèce poussant sur un même site, indique que le climat est le principal contrôle de la variabilité observée (Guibal, 1998). C'est d'autant plus vrai en altitude, où la température est le principal facteur limitant la croissance (Tranquillini, 1979 ; Körner, 2003). Mais d'autres facteurs abiotiques (compétition, nature du sol, processus morphogéniques de versant), et des facteurs physiologiques (*e.g.* l'âge) influencent également la croissance et donc la largeur des cernes (Fritts, 1976 ; Bräker,

1981 ; Carrer et Urbinati, 2004).

Dans les Alpes, la période de croissance des arbres en limite supérieure de la forêt dure de fin avril/début mai, à fin août (*e.g.* Gruber et al, 2009), mais l'activité photosynthétique est effective entre avril et octobre. L'initiation et la durée de la croissance montrent une grande variabilité interannuelle et altitudinale car elles sont fonctions de la température. D'après le suivi de la saison de croissance chez *Larix* sur un transect altitudinal, Moser et al (2010) ont déterminé un allongement de la saison de croissance d'environ 7 jours par degré.

Le bois initial, formé de grandes cellules aux parois minces, se forme au printemps. Le bois final, plus foncé, constitué de cellules petites et rigides, se forme à la fin de l'été (Fig. 3.1C).

3.1.1.2. Les données dendrochronologiques

a. L'interdatation

Pour tamponner la variabilité inhérente aux facteurs stationnels et biologiques, l'échantillonnage dendrochronologique comprend plusieurs carottes par arbre, et plusieurs arbres par sites. La mesure des largeurs de cernes sur une carotte, ou selon un rayon d'une section, donne une série « élémentaire ». La moyenne arithmétique de plusieurs séries élémentaires mesurées sur un même individu donnera une série « individuelle » (Edouard, 1994).

A chaque étape, les séries (élémentaires puis individuelles) de largeur de cernes sont corrélées, ou « interdatées » (*crossdating*) sur la base de séquences de cernes caractéristiques. Les séries individuelles sont ensuite agrégées pour constituer un référentiel (ou courbe de référence) valable pour une espèce en un site donné. (Fig. 3.2).

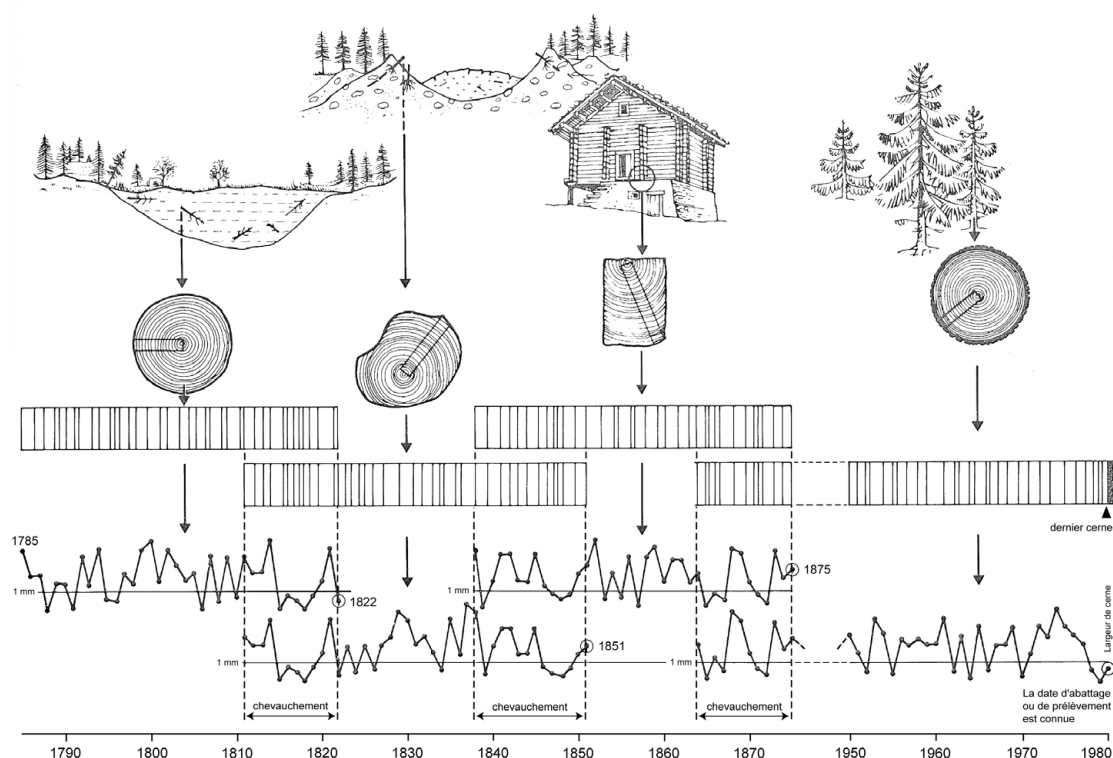


Fig. 3.2. Principe de l'interdatation pour la construction d'un référentiel dendrochronologique intégrant du matériel d'origines différentes (d'après Schweingruber, 1988).

Le procédé d'interdatation repose sur la présence de marqueurs, *e.g.* des années caractéristiques, définies par un écart important à la moyenne (*pointer years* ; Schweingruber et al, 1990), et qui peuvent former des séquences caractéristiques.

Cette étape s'effectue grâce à des tests statistiques de corrélation, que confirme un examen visuel (Pilcher, 1990).

b. La standardisation

Comme toute série temporelle, une série dendrochronologique contient des tendances, dont certaines doivent être éliminées. La tendance d'âge induit une augmentation de la largeur des cernes pendant la phase juvénile jusqu'à un maximum après lequel elle décroît de façon exponentielle (Fig. 3.3 ; Fritts, 1976). Elle s'explique par la stabilisation de la production de biomasse ligneuse pendant la période de maturité, *i.e.* la quantité de xylème produit est relativement constante mais se répartit sur un diamètre croissant.

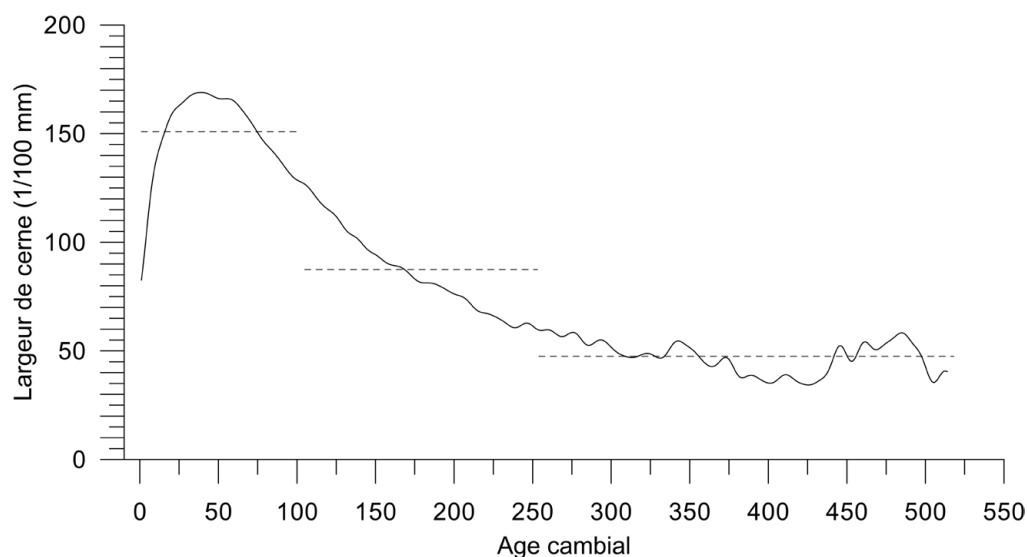


Fig. 3.3. *Courbe de croissance régionale de **Pinus cembra** pour les Alpes internes (Briançonnais), établie d'après 335 séries individuelles de largeur de cernes brutes, alignées selon leur âge cambial (Edouard, non publié). La largeur maximale est atteinte pendant la phase juvénile vers 40 ans, puis elle décroît exponentiellement. Les valeurs moyennes pour les périodes 0-100, 100-250 et 250-500 ans sont indiquées (tiretés).*

La standardisation des séries dendrochronologiques a donc pour but de soustraire la courbe de croissance biologique, et de stabiliser la variance, afin de pouvoir comparer des arbres aux croissances différentes. Elle consiste à ajuster aux largeurs mesurées une fonction mathématique représentant la croissance théorique de l'arbre. Les valeurs brutes sont ensuite divisées par les valeurs théoriques (ou soustraites à celles-ci) afin d'obtenir un indice de croissance sans dimension, de moyenne 1 et de variance homogène.

De nombreuses méthodes de standardisation existent. Le choix dépend de la problématique retenue (Cook et al, 1990 ; Nicault et al, 2010). Dans le cadre de reconstitutions climatiques, des méthodes favorisant la préservation des basses fréquences sont utilisées (*e.g.* *Regional Curve Standardization*, RCS). Lorsque l'objectif est uniquement la datation, des méthodes ne conservant que les hautes fréquences peuvent être utilisées.

3.1.2. Application au domaine glaciaire : la dendroglaciologie

3.1.2.1. Aperçu des méthodes

La dendroglaciologie regroupe toutes les méthodes qui se servent du cadre temporel donné par les cernes d'arbres pour établir un calendrier des fluctuations glaciaires (Luckman, 1998 ; Smith et Koehler, 2011).

Les paramètres climatiques qui contrôlent la croissance des arbres en limite supérieure de la forêt sont relativement similaires à ceux qui régissent les bilans de masse glaciaires (Lamarche et Fritts, 1971 ; Chapitre 4). L'**approche dendroclimatique** se base sur cette relation pour reconstituer, au moyen de méthodes de régression, les paramètres forçant le bilan de masse, voire le bilan de masse spécifique lui-même (Nicolussi, 1995 ; Leonelli et al, 2011). Cette approche requiert une calibration sur des séries instrumentales suffisamment longue.

L'approche dendrogéomorphologique utilise l'arbre – vivant ou subfossile – pour contraindre l'âge des formes glaciaires, en datant :

- Les arbres poussant sur les formes glaciaires, afin de déduire un âge minimum de leur dépôt d'après l'âge de germination des plus vieux individus (Koch, 2009).
- Les arbres impactés directement par la marge du glacier – ou qui ont subi une perturbation géomorphologique induite par la proximité du glacier – qui ont survécu, ou sont morts mais dont la souche est restée *in situ*. La datation donne alors la position précise de la marge glaciaire avec une résolution potentiellement annuelle (Luckman, 1995 ; 2000 ; 2006 ; Wood et Smith, 2004).
- Les troncs provenant de la marge proglaciaire, ou de sa périphérie immédiate, conservés dans les sédiments glaciaires du fait d'un milieu anoxique (bois subfossiles). Leur datation donnera un âge maximum (minimum) pour les dépôts sus-(sous) jacents (Ryder et Thompson, 1986).
- Les troncs retrouvés au front des glaciers actuels, supposés avoir poussé au bord de pièges sédimentaires (tourbière, lac...) lors de périodes de retrait glaciaire paroxysmal pendant l'Holocène. La combinaison des datations de ces bois indique alors les périodes pendant lesquelles le front du glacier était plus retiré que l'altitude d'échantillonnage (Hormes et al, 1998 ; Nicolussi et Patzelt, 2000 ; Joerin et al, 2008)

L'objectif de ce chapitre est de contraindre les fluctuations des glaciers du massif du Mont Blanc (MMB) grâce à la datation de bois subfossiles retrouvés en position stratigraphique dans des dépôts glaciaires.

3.1.2.2. L'interprétation des datations de bois subfossiles

a. Le contexte géomorphologique

Les moraines latérales sont des formes composites constituées de sédiments glaciaires et éventuellement de dépôts de versant (Chapitre 2). L'origine des arbres présents dans ces dépôts doit être précisément établie afin d'interpréter les datations en terme de fluctuations glaciaires. La Figure 3.4 présente les différentes interprétations qui peuvent être faites des datations de débris ligneux trouvés dans une marge proglaciaire.

Les arbres échantillonnés dans le till et les sédiments fluvioglaciaires associés à une période d'avancée donnent un âge maximum pour cette avancée. Cet âge est plus ou moins précis (*i.e.* proche de l'avancée) selon que le tronc a été recouvert (et donc conservé) peu de temps après sa mort (1) ; a connu un transport glaciaire d'une durée inconnue (4) ; ou qu'il a été remobilisé entre deux périodes d'avancée (5). Dans ce dernier cas la datation surestime la date de la dernière période de dépôt.

Des arbres apportés par avalanche à la surface du glacier peuvent donner des indications sur le début d'une avancée lorsqu'ils sont redéposés et intégrés au till par le glacier au début de sa progression (6).

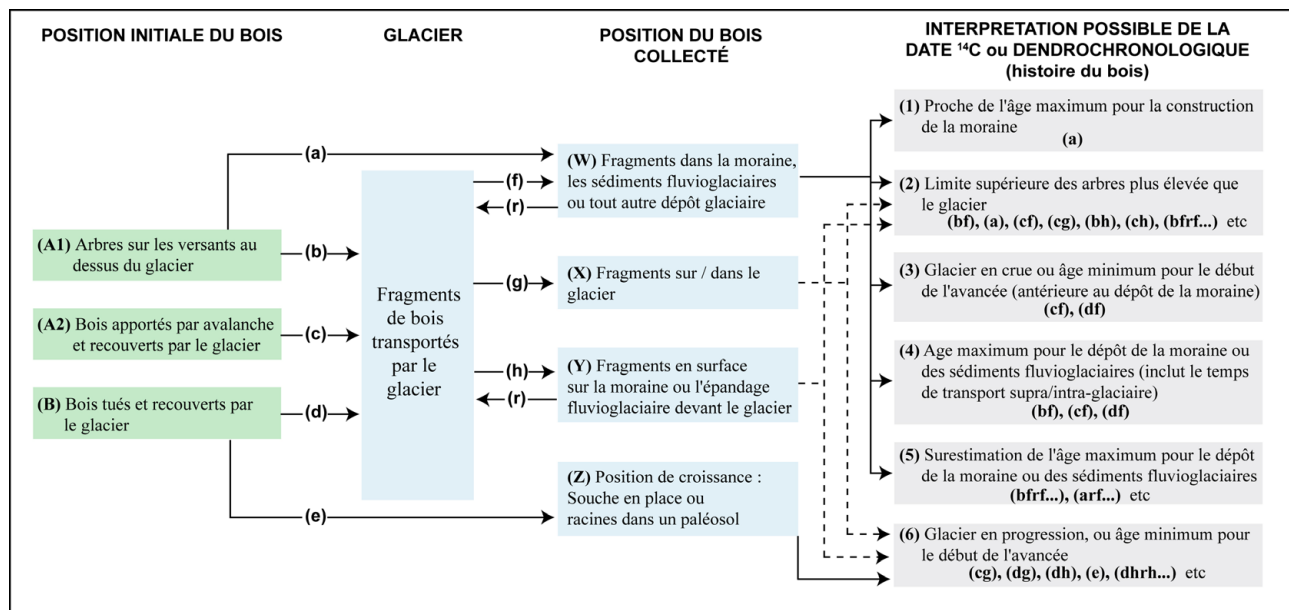


Fig. 3.4. Différentes interprétations possibles de datations sur bois subfossiles en fonction du lieu d'échantillonnage et de l'hypothèse sur le lieu de croissance (d'après Ryder et Thompson, 1986).

La distinction entre occurrence ou absence de transport, qui va influencer l'interprétation, repose en partie sur les caractéristiques morphologiques notées lors de l'échantillonnage :

- (1) préservation de toute la circonférence du tronc, ou échantillonnage d'un simple fragment
- (2) degré d'abrasion de la périphérie du tronc : surface quasi lisse et conforme à la courbure des cernes, ou fragments manquants / inclusion de graviers, sables ou silts dans le bois.
- (3) présence (continue/discontinue) de l'écorce.
- (4) Echantillon en position de croissance (*i.e.* debout et enraciné dans un paléosol), qui permet la seule interprétation non équivoque d'une datation.

Dans la suite de ce chapitre, trois niveaux de signification grossiers, basés sur la localisation, sont utilisés pour la description des bois selon qu'ils soient :

- **in situ** (de façon formelle), ou supposés *in situ* (évidence d'un transport ou d'une exposition très limités) ;
- **en place**, ce qui signifie que l'échantillon est emballé dans du till ou des sédiments fluvioglaciaires. Cette catégorie inclut également les échantillons en surface dans la moraine à proximité de strates organiques. Dans ce cas, la remobilisation est supposée limitée (quelques mètres) ;
- **détritiques** (ou remobilisés) : cette catégorie concerne les bois échantillonnés dans des

colluvions à l'aval des dépôts glaciaires en place.

L'interprétation plus fine de la signification des échantillons fait intervenir les observations exposées *supra* (1 à 4).

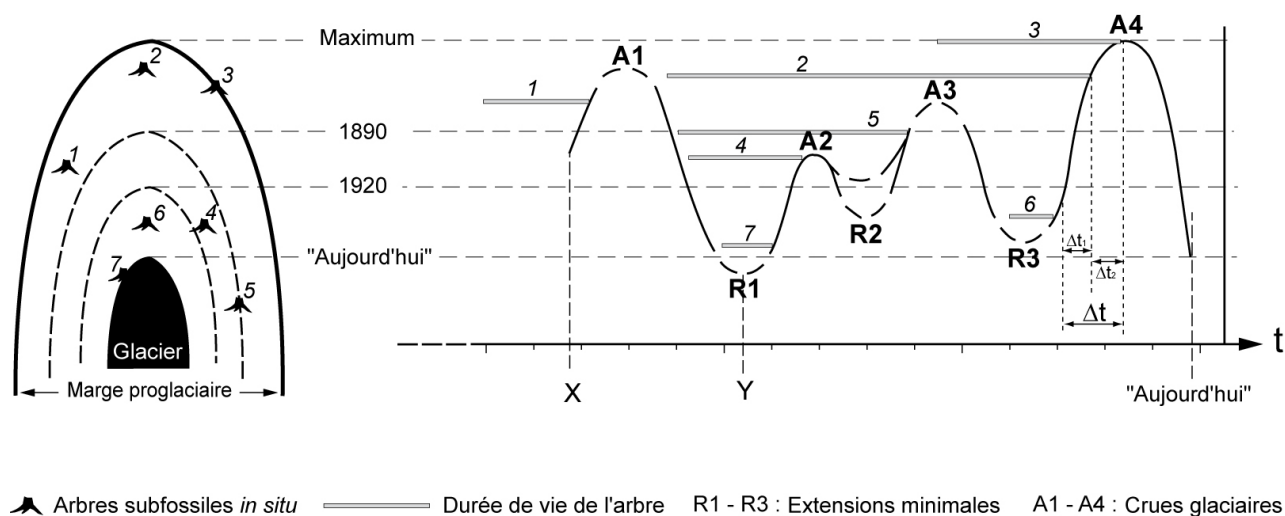


Fig. 3.5. Cadre conceptuel de la représentation d'une chronologie glaciaire basée sur la datation de souches in situ dans une marge proglaciaire (d'après Holzhauser, 1984).

Si un nombre suffisant d'échantillons sont encore en position de croissance – ou interprétés comme tels – il est possible de proposer un schéma spatio-temporel des variations du glacier (Fig. 3.5 ; Holzhauser et al, 2005 ; Holzhauser, 2007 ; 2010). Les contraintes de ce modèle sont données par la durée de vie des arbres en un point de la marge proglaciaire, l'estimation de l'âge cambial déduite de la mesure dendrochronologique permettant d'approcher la date de germination des arbres.

L'amplitude des variations est donnée par les distances mesurées le long de l'axe d'écoulement du glacier entre un maximum de référence et la position de l'arbre (variations frontales du glacier), ou par des altitudes mesurées sur un profil transversal (variations altitudinales de la marge). Les bornes de cette représentation sont généralement fixées par le maximum d'extension historique du PAG (1850 AD), considéré comme le maximum holocène, et par les positions actuelles, proches des minima holocènes. Les positions de récurrences intermédiaires sont également figurées pour comparer les variations anciennes aux extensions modernes (e.g. 1890, 1920, 1980 AD).

b. L'interprétation des séries de cernes

Les mesures dendrochronologiques (voir 3.2) effectuées sur les bois subfossiles permettent également d'apporter un complément d'interprétation aux observations de terrain quant au niveau de signification des échantillons par rapport à la position du glacier. La proximité du glacier crée un microclimat défavorable à la croissance des arbres (Kaiser, 1993 ; Nicolussi et Patzelt, 1996 ; Holzhauser, 2009). Néanmoins, d'après l'étude de la réaction des arbres lors d'avancées glaciaires récentes, ce phénomène ne serait visible que chez les individus relativement proches de la marge active du glacier, *i.e.* moins de 10 m (Bray et Struik, 1963 ; Villalba *et al*, 1990).

Les chutes de croissance importantes et progressives décelables à la fin de certaines séries dendrochronologiques de bois subfossiles confortent donc l'interprétation d'un recouvrement avec une mort directement liée à l'activité glaciaire (Fig. 3.6)

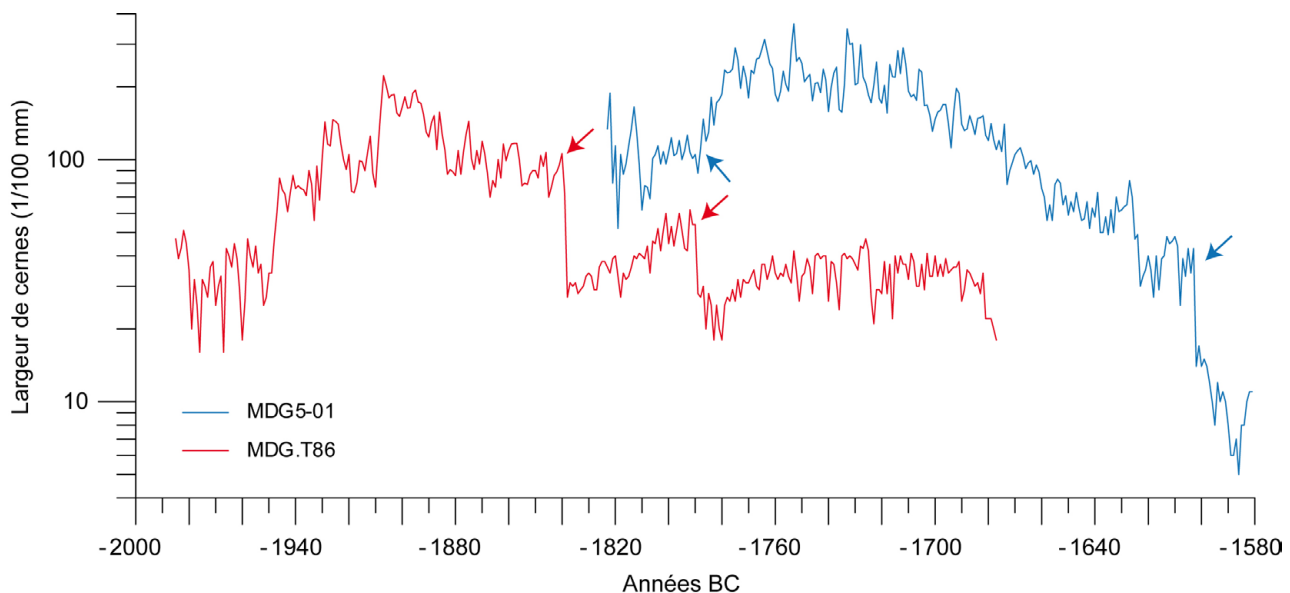


Fig. 3.6. Chutes de croissance chez des bois subfossiles échantillonnés dans la moraine latérale droite de la Mer de Glace. Les flèches indiquent le début de la réduction de croissance. Noter le comportement opposé vers 1785 BC.

La Figure 3.6 présente la chronologie de largeur de cernes brute de deux échantillons contemporains prélevés dans la moraine latérale droite de la Mer de Glace (voir Section 3.3). L'échantillon MDG.T86 présente des chutes de croissances très abruptes (un à deux ans) et répétées, interprétées comme un étêtement de l'individu (disparition d'une partie du houppier) par une avalanche. Le fait que deux arbres réagissent très différemment lors du second événement conforte l'interprétation selon laquelle ces réductions ne sont pas dues au climat – ni potentiellement à la présence du glacier – car les positions des arbres sont supposées proches (voir Section 3.5). En revanche, la forte réduction de croissance qui intervient à partir de l'année 1623 BC chez l'échantillon MDG5-01 et qui se termine par la mort de l'arbre, serait due à la présence du glacier à proximité du site de croissance.

Une autre indication de l'origine de l'arbre peut être donnée par l'indice d'excentricité de sa croissance. Les arbres poussant sur des versants très raides ont souvent un patron de croissance qui s'éloigne de la concentricité. Cet indice représente le rapport entre la mesure du rayon comportant du bois de réaction, et la somme de ce dernier et du rayon opposé. Nous n'avons pas calculé cet indice car les mesures dendrochronologiques effectuées ayant un but de datation, les zones de bois de réaction ont été évitées. Notre interprétation de l'excentricité est donc essentiellement qualitative.

3.2. Matériel et méthodes

3.2.1. Le traitement des bois subfossiles

3.2.1.1. Echantillonnage

L'échantillonnage des bois subfossiles a été mené sur trois saisons entre 2009 et 2011 (avril à novembre). Les secteurs ont été au préalable localisés depuis le versant opposé grâce à des repérages effectués au télescope ($\times 30/\times 70$). L'accès aux strates contenant les bois s'est fait en rappel depuis la crête de la moraine, ou à pied en empruntant les ravines les plus accessibles. Certains secteurs ont nécessité une dépose hélicoptérée. L'échantillonnage a été le plus exhaustif possible, à l'exclusion des sites présentant des dangers objectifs trop importants. Il est considéré complet pour les bois détritiques des tabliers d'éboulis. A noter qu'à chaque nouvelle saison de terrain, de nouveaux bois sont apparus, concomitamment au recul de la moraine sous l'effet de l'érosion (Jackson et al, 2008). Certains secteurs ont fait l'objet de plusieurs passages dans la même saison pour s'assurer de la provenance des bois tombés et de leur localisation stratigraphique.

Tous les échantillons ont été prélevés sous forme de sections à l'aide d'une tronçonneuse d'élague. Etant donné l'état de préservation des bois subfossiles, la majorité a fait l'objet d'un échantillonnage multiple, *i.e.* plusieurs tranches ont été prélevées à différents niveaux du tronc, en ciblant les zones susceptibles de donner les séries dendrochronologiques les plus complètes possibles (*e.g.* le voisinage des amorces de branches, relativement protégé de l'abrasion). Dans le cas de souches, une section est prélevée au dessus du collet pour déterminer un âge cambial proche de l'âge réel, et une seconde plus haut sur le tronc, pour limiter les anomalies de croissance.

La position et l'altitude des échantillons prélevés dans les moraines latérales ont été relevées à l'aide d'une station totale (TOPCON GPT-9000, précision métrique) ; celles des échantillons du tablier d'éboulis l'ont été avec un GPS de poing GARMIN (précision : ± 5 m). Ces informations permettent de déterminer l'altitude relative des échantillons par rapport au niveau de référence qui est la crête de la moraine du maximum PAG.

L'échantillonnage des arbres vivants s'est fait à l'aide de tarières de Pressler de 50 et 60 cm (\varnothing 5 mm). Au moins trois carottes ont été prélevées par arbre, à hauteur de poitrine et généralement à 120° à partir de l'amont, pour éviter les zones de bois de réaction. Dans les terrains à forte pente, la carotte amont a été prélevée le plus bas possible sur le tronc pour assurer l'homogénéité des prélèvements (Tessier, 1986). Sur chaque site, seuls les arbres dominants au diamètre important ont été échantillonnés.

3.2.1.2. Préparation et mesure

Après un séchage à l'air libre (4-8 semaines), les sections ont été recalibrées afin d'être compatibles avec la table de mesure (épaisseur < 10 cm) ; puis poncées sur une ponceuse lapidaire ($\varnothing = 30$ cm) pour obtenir une surface plane de grand diamètre, lisible sur toute la surface de l'échantillon. Cette procédure, utilisée systématiquement pour les sections de bois subfossiles, permet de suivre les cernes sur l'ensemble de la circonférence et donc de limiter les erreurs de mesure. L'utilisation de papiers à grains de plus en plus fins (60 à 240) a permis d'améliorer la lisibilité des cernes. Les portions

des chemins de mesure qui présentaient des cernes très fins (quelques cellules) ont été préparées à l'aide d'une lame de rasoir et de craie pour améliorer le contraste et la définition des cellules. Les carottes d'arbres vivants ont été collées sur des supports rainurés rigides, puis poncées selon la même méthode.

Les mesures ont été effectuées sous loupe binoculaire (précision : 0,01 mm) sur une table Lintab 6 associée au logiciel TSAPwin (Rinn, 2005). Au moins trois rayons ont été mesurés sur chaque échantillon (séries élémentaires), et jusqu'à 15 rayons dans le cas d'échantillons aux patrons de croissance compliqués (croissance très faible, bois de réaction, cicatrices, crevasses, écrasement, etc...)

Les bois subfossiles présentent des états de préservation très différents selon leur âge et les conditions de conservation, liées aux durées relatives d'exposition/enfouissement. La conservation est favorisée par les conditions anoxiques, humides et fraîches, et par l'acidité du milieu, ce qui est le cas dans les sédiments glaciaires.

Des bois très altérés peuvent donc indiquer une longue exposition en surface avant enfouissement. Les données de la littérature sur les taux de dégradation du bois en contexte subalpin sont rares. Röthlisberger et Schneebeli (1979) postulent que des troncs pourrissent en 30 à 60 ans s'ils se trouvent sur le glacier ou dans la marge proglaciaire. A l'inverse, Brown et al (1998) rapportent que des troncs peuvent mettre au moins 150 ans avant de disparaître dans un écosystème forestier subalpin froid et sec.

Plusieurs facteurs modulent les taux de décomposition :

- L'état de santé de l'arbre avant sa mort (Schowalter et al, 1992) : altération, ou non, de la région de la moëlle (carie du centre), ce qui est le cas chez la majorité des vieux individus (Edouard et Thomas, 2008 ; obs. pers.).
- le temps écoulé entre la mort et la chute sur le sol. La durée de cet intervalle favorise le séchage du bois et limite/retarde l'infestation subséquente par les organismes responsables du pourrissement (Brown et al, 1998). Brang (1988) a montré que des individus de *Pinus mugo* pouvaient persister plusieurs décennies sur pied avant leur chute sur le sol, ce que proposent également Schär et Schweingruber (1988).
- La nature du substrat sur lequel repose le tronc une fois tombé : *i.e.* en contact ou non avec le sol, une source d'humidité. D'après nos observations et datations, des troncs tombés du versant sur le site de BAY (voir Chapitre 4 ; Fig. 4.2D) peuvent persister au moins deux siècles en surface sans pourrir, ne montrant qu'une altération périphérique limitée. Il est possible que ces troncs aient séchés sur pied avant leur chute. D'autre part ils reposent en partie sur des blocs résultant de petits écroulements et sont donc peu en contact avec le sol. Dans des conditions optimales sèches et froides (*e.g.* sur éboulis ou sol mince en limite supérieure des arbres) il est établi que des bois peuvent se conserver en surface plusieurs siècles (*e.g.* Serre, 1978 ; Belingard, 1996 ; Neuenschwander, 2008 ; Nicolussi et al, 2009). A proximité de la Mer de Glace, un fragment de tronc, daté de la première moitié du 17^e s (1638+ AD) a été prélevé en surface sur des blocs de grande taille en limite supérieure des arbres (~2080 m) dans le secteur des Echelets (Fig. 3.10 pour localisation). A l'inverse, des arbres morts par avalanche il y a une trentaine d'année et tombés vraisemblablement sur le glacier montrent un état de décomposition avancé (voir § 3.4.1 et Fig. 3.30), ce qui confirme les observations de Röthlisberger et Schneebeli (1979).

Les échantillons provenant de moraines présentent souvent une altération due aux champignons de la carie molle (*soft rot fungi*), causée notamment par un taux d'humidité important (Schweingruber, 2007). Dans ce cas le bois est relativement mou et devient cassant au séchage. Lorsque l'atteinte est très sévère, seul reste le squelette des parois primaires des cellules (Fig. 3.7D). Mais sur la grande majorité des échantillons, cette altération est seulement périphérique, matérialisée par une frange claire d'épaisseur variable (0,5-5 cm) (Fig. 3.7A et C). Dans cette zone, les cernes ne sont pas suffisamment lisibles pour être mesurés, mais peuvent être dénombrés relativement précisément. Sur quelques échantillons, on peut noter la présence d'un bleuissement du bois (*blue stain*) également causée par un champignon. Cette altération n'affecte pas les caractéristiques mécaniques du bois ni la lisibilité des cernes (Fig. 3.7E).

Un nombre important d'échantillons présente des déformations mécaniques, caractéristiques des bois de marge proglaciaire qui ont été soumis à de fortes pressions, d'où un écrasement de la section transversale (Fig. 3.7B). A l'échelle du cerne, le bois initial est écrasé, alors que le bois final est parfois intact. Sur ces échantillons, le chemin de mesure a été choisi afin de ne pas intégrer de secteurs écrasés dans lesquels la largeur relative des cernes est modifiée. Le comptage des cernes périphériques a été conservateur dans les secteurs peu lisibles (*i.e.* décompte minimum afin de ne pas surestimer l'âge cambial des échantillons), notamment dans les secteurs très comprimés où la limite bois initial / bois final est très fortement accentuée, et peut être confondue avec une limite de cerne.

Chez *Pinus cembra* les cernes absents sont assez rares mais la variabilité intra-annuelle de la densité est parfois forte. Lorsqu'elle est très marquée cette caractéristique morphologique peut s'apparenter à un « faux cerne » et entraîner des erreurs de mesure (Schweingruber et al, 1990 ; Edouard, 1994 ; Delwaide et Filion, 2010) qui ne sont décelables que grâce à l'interdatation de séries issues d'arbres différents. Chez *Larix decidua* les cernes absents sont très nombreux, notamment à cause de la Tordeuse grise du mélèze, responsable d'épisodes de défoliation récurrents. Chez *Acer sp.*, dont certains individus ont été échantillonnés (Fig. 3.7F), la distinction des limites de cernes est plus difficile que chez les conifères car il s'agit de bois à pores diffus. Néanmoins, tous nos échantillons ont pu être mesurés, et les différents rayons interdatés de façon fiable pour chacun d'entre eux. L'altération du bois sous l'action des champignons pourrait expliquer ces résultats du fait de son effet positif sur la lisibilité des cernes de croissance chez ces espèces de feuillus (Deflorio et al, 2005).

Afin d'avoir une estimation plus juste de l'âge cambial, la mesure de la distance manquante à la moelle a été effectuée à l'aide d'un transparent gradué, sur les sections où elle était absente. Lorsque la courbure est peu marquée, voire inexistante, une valeur minimale est attribuée. Cette distance a ensuite été convertie en âge grâce à la courbe de croissance régionale des Alpes du sud (Fig. 3.3).

A cause de la faible diversité spécifique, la plupart des bois ont été identifiés sur la base de leurs caractéristiques macroscopiques. Certains échantillons ont été déterminés par J.L. Edouard (CNRS, Centre Camille Julian) d'après des clés de détermination anatomiques (*e.g.* Schweingruber, 1990).

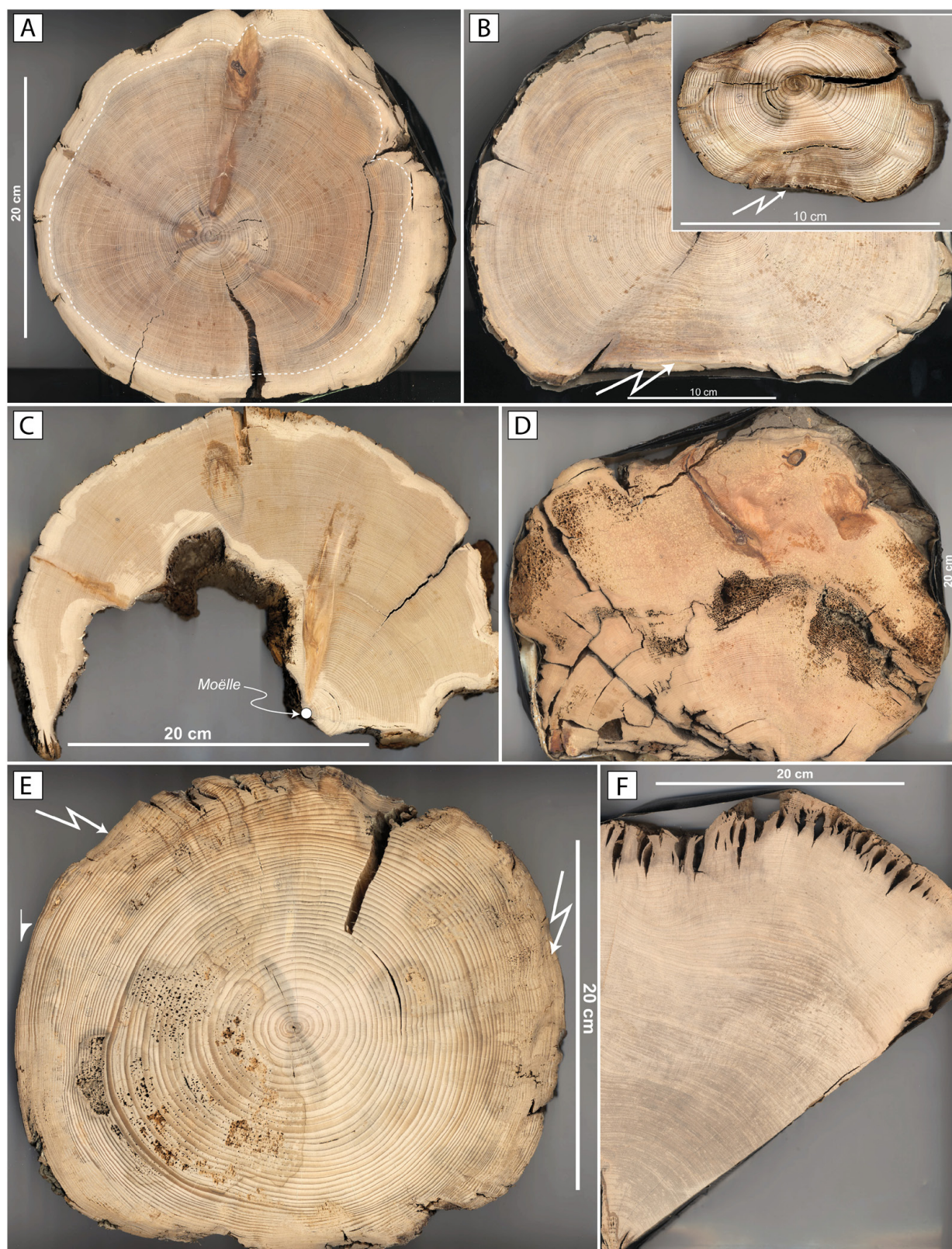


Fig. 3.7. Caractéristiques morphologiques et état de conservation des bois subfossiles. (A) Echantillon ARG10, *Pinus cembra*. Les tiretés figurent la zone périphérique altérée et non mesurable ; (B) MDG3-02, *Pinus cembra* (en médaillon BOS17, *Picea abies*). Les flèches représentent les secteurs comprimés. Noter le cisaillement du bois, et la forme ovoïde de la section ; (C) TRI02, *Pinus cembra*. La moëlle est présente ; (D) MOTT05, *Pinus cembra*. Echantillon très altéré par les champignons de la carie molle. 13 rayons ont été mesurés sur trois sections différentes ; (E) BOS05, *Picea abies*. Noter le bleuissement du bois dû à des champignons (blues stain). Le dernier cerne est présent (à gauche) ; (F) MOTT01, *Acer* sp. Forte altération de la partie périphérique.

3.2.1.3. L'interdatation des séries individuelles

Les séries élémentaires ont été moyennées pour produire des séries individuelles. Celles-ci ont ensuite été interdatées avec le logiciel TSAP-Win (Rinn, 2005), afin d'établir des chronologies flottantes. L'interdatation repose sur le calcul, et l'interprétation, de plusieurs paramètres statistiques, dont les principaux sont ⁴ :

- Le **recouvrement** (*Ovl*) indique la période commune aux deux séries. D'une manière générale, on considère qu'une série supérieure à 100 ans autorisera une datation fiable (Baillie, 1982). Mais le contexte est déterminant (*e.g.* bois isolé, ou non), et peut permettre de dater des séries beaucoup plus courtes, notamment sur les sites archéologiques où un grand nombre de bois de même âge peuvent être échantillonnés (*e.g.* Billamboz, 2008 ; Pichler et al, 2011).
- Le **coefficient de coïncidence** (*Gleichläufigkeit*, *Glk*) est un test non paramétrique développé spécifiquement pour quantifier la concordance générale des séries dendrochronologies (Eckstein et Bauch, 1969). Il représente le nombre de variations interannuelles communes aux deux séries (mais ne prend pas en compte l'amplitude relative de ces variations).

Il est donné par :

$$Glk_{(x,y)} = \frac{1}{n-1} \sum |Glk_{i,x} + Glk_{i,y}| \quad (3.1)$$

avec x et y les deux séries comparées, i l'année calendaire, et n le nombre d'années. Il est exprimé le plus souvent en pourcentage.

La valeur de 65% constitue un seuil au-delà duquel les variations peuvent être considérées comme synchrones (Baillie, 1982) puisqu'elle correspond pour un recouvrement de 100 ans à un seuil de signification de 99,7%. Cependant, ce test considéré seul n'est pas très discriminant, car il arrive que des positions incorrectes présentent des valeurs élevées, et potentiellement plus élevées que la position correcte. Le seuil de signification de ce test (*Gleichläufigkeit Significance Level*, *Gsl*) est indiqué dans TSAP-Win par : * (95%), ** (99%), *** (99,9%).

Une autre valeur de *Glk* (*Signature Gleichläufigkeit*) qui prend en compte les signatures présentes dans les séries sources est utilisée dans TSAP-Win pour pondérer le calcul du *Glk* dans le *Cross Date Index* (Rinn, 2005) (voir *infra*).

- Le **t de Student** est un test paramétrique calculé dans TSAP-Win après standardisation des séries (Rinn, 2005) afin de satisfaire aux conditions de normalité et de variance constante de la distribution.

Il est donné par :

$$t = \frac{r\sqrt{N-2}}{\sqrt{1-r^2}} \quad (3.2)$$

où r est le coefficient de corrélation (Pearson) et N la population.

⁴ Les abréviations présentées dans cette section correspondent à celles utilisées pour la présentation des résultats des tests d'interdatation (Annexe A).

Les deux méthodes de transformation les plus utilisées pour obtenir les indices de croissance sont :

- L'indice de **Baillie et Pilcher** (1973) (TVBP), calculé en divisant la valeur du cerne par les valeurs des cinq cerne encadrants, puis en prenant le logarithme naturel du résultat.
- L'indice d'**Hollstein** (1980) (TVH) est calculé en divisant la valeur du cerne par la valeur du cerne précédent.

Le test t modifié est considéré comme le test le plus puissant pour la synchronisation de séries dendrochronologiques. Il caractérise la probabilité d'occurrence d'un coefficient de corrélation r d'arriver par chance dans une population N . Pour une série de 100 ans, le seuil de signification 0,1% est donné par la valeur $t = 3,5$. Ce qui signifie que cette valeur a une chance d'apparaître toutes les 1000 mauvaises positions (Baillie, 1982). Dans la pratique, les positions fiables renvoient la plupart du temps des valeurs plus élevées que 3,5.

- L'**indice d'interdatation** produit par TSAP-Win (*Cross Date Index, CDI*) est un indice synthétique, dérivé des précédents tests.

Il est donné par :

$$CDI = \frac{G - 50 + 50 * \sqrt{\frac{Ovl}{max\ Ovl}} * T}{10} \quad (3.3)$$

$$\text{où } G = \frac{Glk + _SGlk + SSGLk}{n}$$

$$\text{et } T = \frac{TVBP + TVH}{2}$$

avec n , le nombre d'opérateurs au numérateur, $_SGlk$, le *Signature Gleichläufigkeit* calculé entre une série individuelle (*simple average*) et une chronologie (*chrono*), ou entre deux chronologies (noté SSGLk dans ce cas). Selon le format dans lequel est enregistrée la série dans TSAP-Win (*simple average* ou *chrono*), le calcul du CDI diffère donc quelque peu.

Dans tous les cas, la décision ne se base pas sur un seul des tests mais sur l'examen de l'ensemble des résultats. De plus, un examen visuel est indispensable.

3.2.1.4. L'identification d'échantillons multiples par arbre

L'échantillonnage des bois subfossiles a été quasi-exhaustif pour les talus d'éboulis. Après mesure des largeurs de cerne, certains échantillons présentent des valeurs de synchronisation très élevées, et peuvent donc être regroupés, car ils appartaient vraisemblablement à un même arbre.

Ces regroupements se font sur la base de :

- La localisation des échantillons. De façon récurrente, des échantillons de taille petite à moyenne ont été trouvés au pied ou aux alentours de ravines où ont été échantillonnés des troncs importants (Fig. 3.8). Dans ce cas, il s'agit probablement de fragments, désolidarisés du tronc au moment de l'enfouissement et mis au jour ensuite de façon diachronique.

- Les statistiques de synchronisation. Bien qu'il n'existe pas de seuil pour identifier ces échantillons, nous nous sommes basés sur les plus hautes valeurs de synchronisation caractérisant des échantillons différents de façon certaine ($\sim \text{CDI} = 75\text{-}80$). Les synchronisations caractérisées par des $\text{CDI} > 100$ (mais parfois plus bas) ont conduit de ce fait à considérer les échantillons comme appartenant à un même arbre.
- L'examen des données brutes (non standardisées) pour identifier un niveau et une tendance de croissance similaires. Mais la décision finale comporte toujours une part de subjectivité basée sur l'expérience (K. Nicolussi, com. pers.).

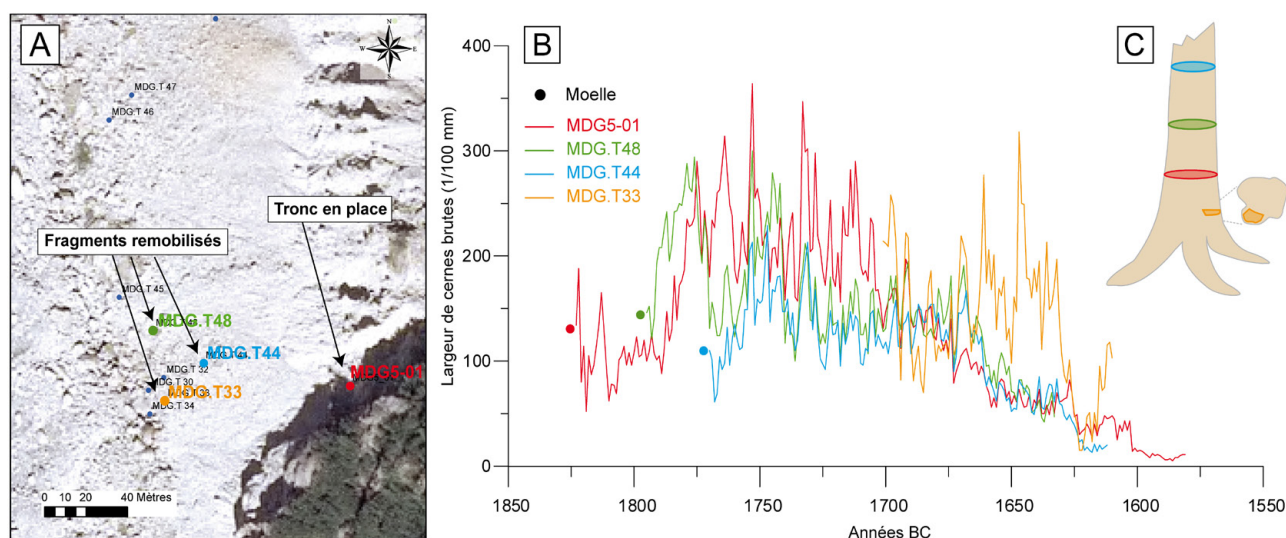


Fig. 3.8. (A) Moraine latérale de la Mer de Glace (secteur MDG_5) et localisation des échantillons attribués à l'arbre MDG5-01 ; (B) Séries individuelles en position de synchronisation avec MDG5-01. Les valeurs de TVBP sont comprises entre 9,2 et 14,3 ; (C) Hypothèse de la position originelle des échantillons dans le tronc.

L'absence de prise en compte de ces regroupements peut conduire à une interprétation erronée, car les datations de ces fragments ne sont pas significatives d'un point de vue géomorphologique. Néanmoins, comme ils ne comportent pas la plupart du temps les cernes périphériques, ils ne peuvent influencer les âges discutés qui reposent sur les échantillons les plus récents dans chaque strate (voir 3.4). Les seuils de détection de ces échantillons ne sont pas fixes : il arrive que des synchronisations entre des arbres de sites distants renvoient des valeurs supérieures à des synchronisations intra-échantillons. Nous ne pouvons donc pas totalement exclure d'avoir intégré aux résultats de tels échantillons, malgré une ligne conservatrice qui écarte de nombreux échantillons, principalement sur des critères de localisation.

3.2.2 La datation absolue des échantillons

3.2.2.1. La datation radiocarbone (^{14}C)

Afin de constituer des chronologies flottantes certaines séries individuelles ont dans un premier temps été datées au ^{14}C . Dans un second temps des séries courtes, difficilement datables par dendrochronologie ont également fait l'objet de datation ^{14}C .

Dans presque tous les cas, l'échantillonnage pour le ^{14}C a été effectué après la mesure

dendrochronologique. Tous les échantillons proviennent donc d'intervalles connus et peuvent être situés dans les séries individuelles.

Les datations ont été effectuées selon la méthode AMS (Spectrométrie de Masse par Accélérateur), qui permet un abaissement du seuil de détection et la datation d'échantillons de masse plus réduite qu'avec la méthode conventionnelle ($\geq 20\text{mg} \neq 15\text{-}20\text{g}$). Afin d'obtenir une bonne précision, entre 5 et 15 cernes ont été inclus dans chaque échantillon. Néanmoins, le gain de précision n'est pas notable en dessous de 10 cernes, car le cycle du carbone atténue les fluctuations du ^{14}C inférieures à quelques décennies (Siegenthaler et al, 1980)

La majorité des datations a été effectuée sur Artemis (laboratoire LMC14, CEA Saclay ; Cottureau et al, 2007). Les autres datations ont été effectuées au laboratoire Beta Analytic (Miami, Etats Unis).

Les datations ^{14}C ont été calibrées avec le programme CALIB v.6.0 (Stuiver et al, 2011) et la courbe IntCal09 (Reimer et al, 2009), et sont reportées avec leur intervalle de calibration à 2 sigmas ainsi que la médiane et la moyenne pondérée de la fonction de distribution des probabilités (voir 3.4). La moyenne pondérée est considérée comme la meilleure estimation du point central des âges calibrés (Telford et al, 2004). Elle est donc utilisée pour la discussion des âges, après lui avoir ajouté le nombre de cernes séparant l'échantillon de la fin de la série dendrochronologique.

Pour représenter les datations radiocarbone des séries dendrochronologiques sur une échelle

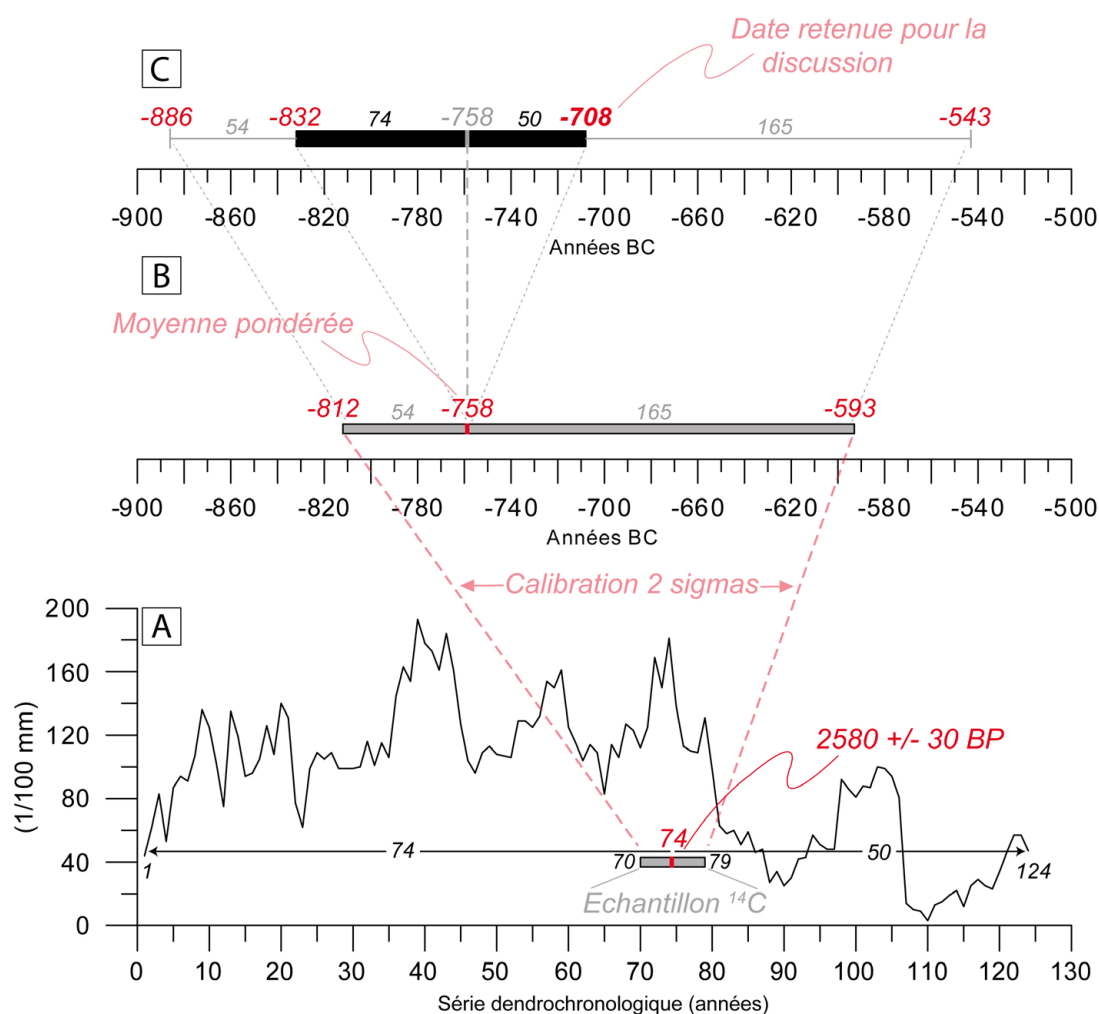


Fig. 3.9. Méthode de représentation des séries dendrochronologiques datées au radiocarbone sur une échelle calendaire (échantillon MDG5-02). (A) Position de l'échantillon dans la série dendrochronologique ; (B) Intervalle de calibration et estimation du point central ; (C) Représentation de la série dendrochronologique avec les marges d'erreur ^{14}C .

calendaire, on considère l'incertitude à 2σ de la date, dont on prend l'estimation centrale (*i.e.* la moyenne pondérée). Cette valeur va permettre d'« ancrer » la série dendrochronologique sur l'échelle calendaire : puisque la série datée est connue, le cerne médian de cette série est mis en coïncidence avec l'estimation centrale de la date calibrée (Fig. 3.9). Enfin, les marges d'erreur correspondent aux intervalles de calibration à 2σ situées de part et d'autre de l'estimation centrale vont être positionnés de chaque côté de la série dendrochronologique.

Dans deux cas, la technique du *wiggle matching* a été utilisée. Lorsque la période séparant deux échantillons à dater au ^{14}C est connue (ici par dénombrement des cernes), cette méthode permet d'ajuster les mesures ^{14}C effectuées aux variations décennales de la courbe de calibration et de diminuer ainsi la longueur de l'intervalle de calibration (Bronk Ramsey et al, 2001 ; Mauquoy et al, 2004 ; Galimberti et al, 2004 ; Kromer, 2009). Elle peut être appliquée sur une même série de cernes, ou sur deux bois différents mais synchronisés.

Les résultats sont fortement dépendants de la forme de la courbe de calibration. Si elle est droite et ne présente pas de changements brusques (*wiggle*), l'erreur diminuera seulement de la racine carrée du nombre d'échantillons, c'est à dire lentement. Sur un plateau, le gain d'une date supplémentaire sera inexistant. A l'inverse, dans une période de changement brusque, deux ou trois dates permettent d'obtenir un gain très substantiel.

Nous avons tenté d'appliquer cette méthode sur des séries relativement courtes (~70-80 ans), ce qui constitue la limite pour profiter de ses avantages. En effet, la variation de la production de ^{14}C (qui entraîne les *wiggle*) ayant des pics spectraux vers 88 et 208 ans, les séries de l'ordre de 100 ans – ou plus – sont les mieux adaptées pour capturer ces variations (B. Kromer, com. pers.). D'autre part, le jeu de données de la courbe de calibration étant essentiellement décennal, un espacement supérieur à 30 ans est nécessaire pour s'affranchir du bruit de cet enregistrement.

3.2.2.2. L'interdatation avec l'*Eastern Alpine Conifer Chronology* (EACC)

La chronologie des Alpes orientales (EACC) couvre la période 7111 BC - 2002 AD (Nicolussi et al, 2009). Elle est constituée principalement d'échantillons de *Pinus cembra* (81,5%) provenant de la limite supérieure de la forêt échantillonnés dans les massifs occidentaux des Alpes centrales autrichiennes et italiennes (Nicolussi et al, 2009).

En dendrochronologie le potentiel de téléconnexion⁵ dépend de : i) l'espèce (hétéroconnexion, ou non), ii) de la force du signal climatique contenu dans la chronologie, et iii) de la réplication de la référence.

- i) Les échantillons interdatés appartiennent très majoritairement à *Pinus cembra*, ce qui garantit de maximiser le potentiel d'interdatation. Cependant, d'autres espèces ont pu être synchronisées de manière significative sur cette référence (voir 3.4).
- ii) L'EACC est basée exclusivement sur des sites en limite supérieure de la forêt, situés entre 2000 et 2400 m, ce qui maximise le signal climatique. En revanche, les échantillons subfossiles des marges proglaciaires du MMB ont probablement poussé à une altitude plus faible (*ca.* 1500-2000 m). Cependant, la distance verticale qui sépare le site de croissance de la limite supérieure locale de l'espèce, est un meilleur indicateur du potentiel d'interdatation que l'altitude absolue (Nicolussi et al, 2009). Dans le MMB, la limite supérieure des arbres sur des versants modérément impactés par l'action anthropique pendant l'Holocène (comme

⁵ La téléconnexion représente l'interdatation de séries dendrochronologiques très distantes.

le versant de Bayer au-dessus de la Mer de Glace) est plus basse que dans les Alpes orientales (~2100 m ; Fig. 3.10). D'autre part, la situation des sites à l'intérieur du massif, dans un environnement glaciaire, est un facteur qui influence la croissance, et accroît la sensibilité climatique des arbres.

Le fait que des séries issues de sites des Alpes suisses (Renner, 1982 ; Bircher, 1982 ; Holzhauser, 2010) et françaises (Edouard, com. pers.), distants de plusieurs centaines de kilomètres, aient pu être synchronisées sur l'EACC illustre le signal interannuel commun à l'échelle alpine.

iii) La réplication de la référence est un paramètre qui influence positivement les téléconnexions à longue distance, comme l'ont mis en évidence Motta et Nola (1996). Le fait que l'EACC soit basée sur plusieurs sites et possède une réplication de plusieurs dizaines d'échantillons permet de minimiser les facteurs de site et de maximiser le signal climatique régional.

Les séries individuelles et les chronologies flottantes ont été testées sur la chronologie des Alpes orientales par K. Nicolussi (Université d'Innsbruck). Le détail des résultats des synchronisations effectuées sur cette référence est disponible en Annexe A. Trois variantes de cette chronologie de référence ont été utilisées :

- bc7_ZLF_cX : constituée de tous les échantillons de *Pinus cembra*, *Larix decidua* et *Picea abies* couvrant les derniers 9100 ans ;
- zi_bc7_X : constituée uniquement des séries de *Pinus cembra* sur les derniers 9100 ans ;
- la_c1c2_X : constituée des séries de *Larix decidua* couvrant les derniers 5400 ans.

Le X représente la version de la référence, qui évolue avec les nouveaux échantillons intégrés. A noter que certains échantillons du MMB ont progressivement été intégrés à l'EACC.

Les positions validées et intégrées aux résultats présentés dans la section 3.4 sont significatives à la fois sur l'EACC et avec les séries locales. Dans certains cas, des résultats statistiques moyens sur l'EACC mais très significatifs sur certaines séries locales ont été considérés comme fiables. A l'inverse, des valeurs de synchronisations élevées sur l'EACC mais non confirmées par des valeurs significatives sur les séries locales n'ont pas été validées (e.g. MDG2-04 ; Annexe A p 352). Il s'agit dans ces cas-limites de séries plutôt courtes (<100 ans), pour lesquelles une datation ^{14}C est nécessaire pour confirmation. D'une manière générale, la grande majorité des séries >150 ans a pu être datée, et certaines ont montré des valeurs d'interdatation extrêmement élevées (TVBP > 10 ; Annexe A)

3.3. Description des sites

Cette partie présente les sites qui ont fait l'objet d'un échantillonnage dendrochronologique portant sur les bois subfossiles des marges proglaciaires. Les sites échantillonnés pour la constitution de référentiels couvrant les derniers siècles, ainsi que la signification climatique des chronologies, sont présentés et discutés dans le Chapitre 4.

3.3.1. La Mer de Glace

La Mer de Glace est le plus grand glacier français (30,4 km² en 2008, longueur : 12 km, front à 1520 m en 2011).

Quelques datations ¹⁴C de bois de la fin de l'Holocène ont été effectuées par Wetter (1987) (Chapitre 2). Des études détaillées de ses variations frontales pendant le PAG ont été menées par Wetter (1987) et Nussbaumer et al (2007). Ce dernier travail a réactualisé, et un peu rallongé, la courbe établie par Mougin (1912), qui couvre désormais la période de 1570 AD à l'actuel. Le maximum PAG a été atteint en 1644. Les avancées du 19^e s ont également déposé une série de cordons morainiques dans la vallée principale (Fig. 3.10). Le front se situait alors à 1080 m.

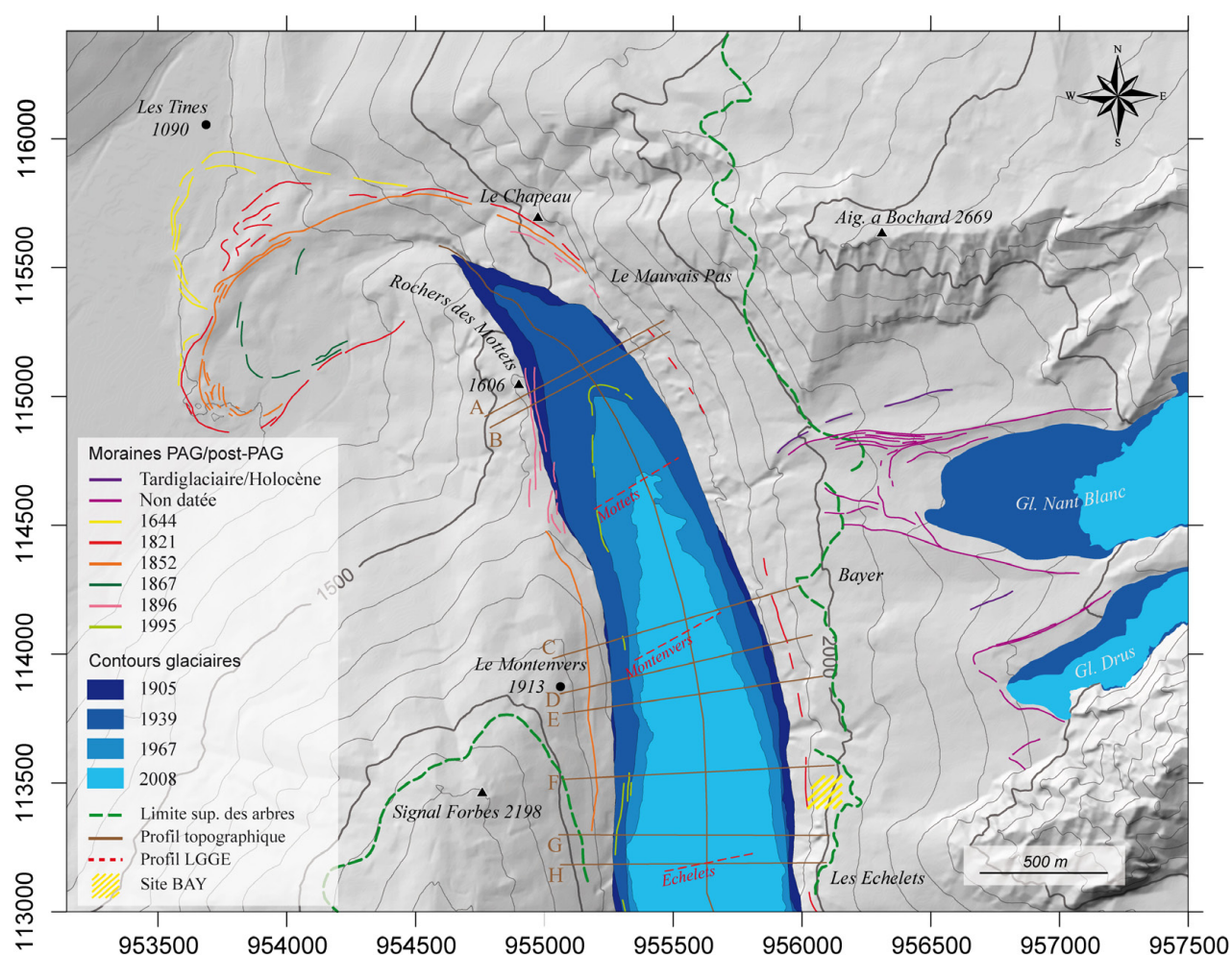


Fig. 3.10. Marge proglaciaire de la Mer de Glace. La position des cordons morainiques est tirée de Wetter (1987) et Nussbaumer et al (2007). La localisation des profils LGGE de mesure de l'altitude de la langue (rouge) ainsi que les profils utilisés dans ce travail (marron) sont reportés. Fond topographique : MNT RGD 4m. Les amorces correspondent au quadrillage Lambert Zone 2.

Dès 1870 ont été initiées des mesures de variations frontales. Les mesures de variations d'épaisseur débutent en 1890 selon plusieurs profils transversaux (Vallot, 1900 ; Reynaud et Vincent, 2000). Ces dernières sont poursuivies depuis les années 1970 par le LGGE (Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement, CNRS ; localisation des profils reportée sur la Fig. 3.10). Enfin, le bilan de masse annuel est calculé depuis 1996 sur le glacier du Tacul (Vincent, 2002).

Depuis le milieu des années 1980, l'amincissement de la langue dans le secteur terminal – qui s'élève à $\sim 4\text{m.an}^{-1}$ depuis 2000 (vers 2000 m) – s'explique majoritairement par un ralentissement très important des vitesses d'écoulement ($\sim 60\%$) ; tandis que la hausse de l'ablation glaciaire est en partie compensée dans cette zone par le développement de la couverture détritique (Berthier et al, 2004 ; Berthier et Vincent, 2012).

La moraine latérale droite s'étend sur 2,5 km, entre 1500 et 1920 m. Elle possède un commandement qui varie de 80 m, à ~ 200 m au niveau du front actuel (Fig. 3.11). Sur le versant de Bayer, au dessus de la moraine, la limite supérieure des arbres (>2 m) suit à peu près la côte 2000 m. Elle est composée en majorité de *Pinus cembra*, alors que *Larix decidua* devient dominant plus au nord.

Deux secteurs comprenant des affleurements de bois subfossiles ont été échantillonnés. Le secteur aval (MOTT) se situe au droit des Rochers des Mottets, une zone de roches moutonnées située en rive gauche, recouverte par le glacier pendant les avancées du PAG. Le secteur amont (MDG) se situe au droit du Montenvers, et s'étend sur 1,15 km (Fig. 2.22 ; Fig. 3.11). Le secteur MDG a été divisé en 5 sous-secteurs (Echantillons MDG-1xx...5xx). Les échantillons prélevés sur le tablier d'éboulis portent le suffixe .T (e.g. MDG.Txx).

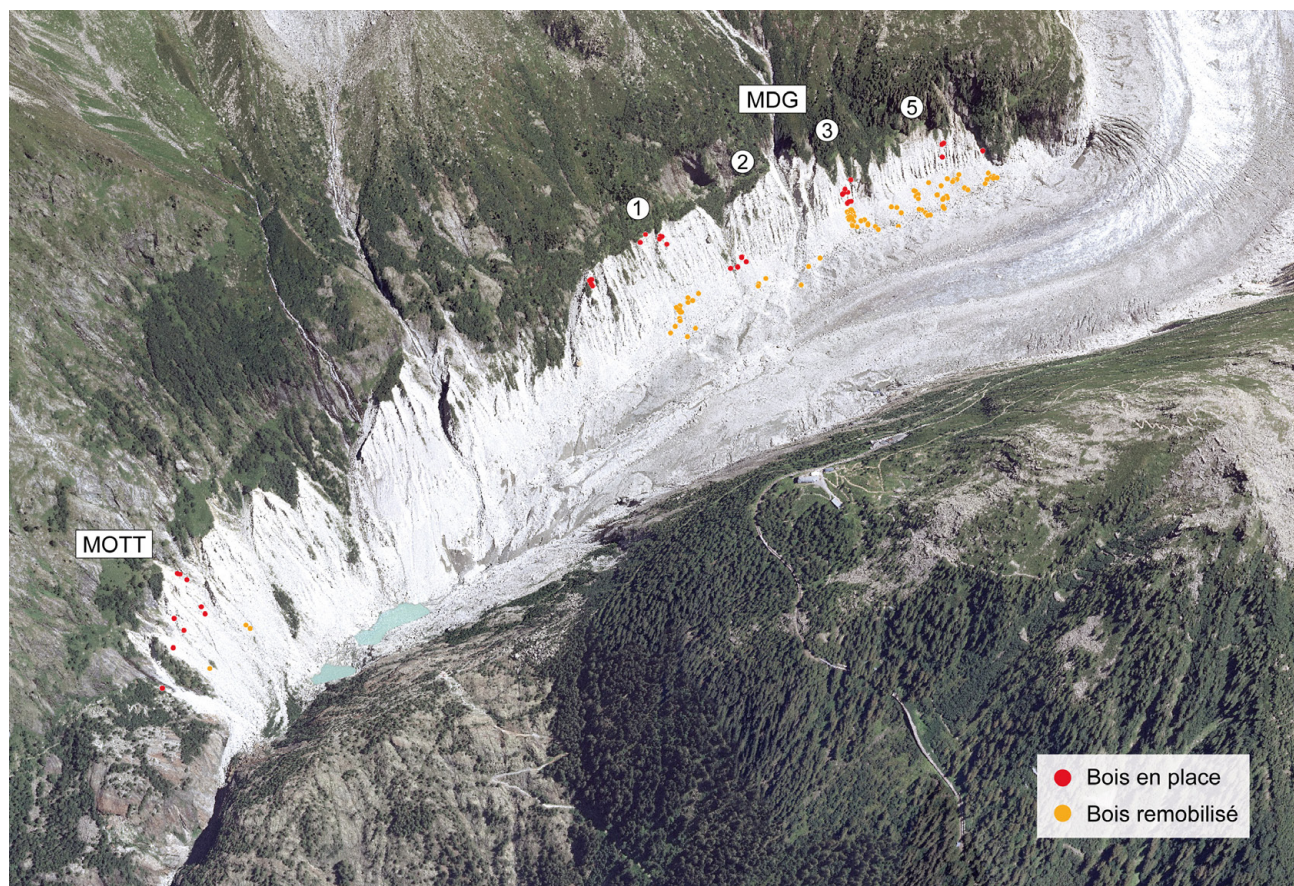


Fig. 3.11. Localisation des secteurs étudiés à la Mer de Glace (vue oblique SE). La position des bois subfossiles échantillonnés est indiquée (Orthophoto 2008 drapée sur MNT 4 m).

Les sites les plus significatifs concernant les bois de la moraine sont décrits ci-dessous :

Secteur MOTT

Site # 1

Deux bois ont été échantillonnés dans ce secteur. Il s'agit d'un tronc vraisemblablement remobilisé (CHAP01) enfoui sous des colluvions sur le rebord végétalisé d'une ravine active, et situé à environ 50 m de la crête de la moraine⁶. Le second tronc (MOTT07), assez érodé, est situé sur le flanc raide de la ravine suivante, au sud, vers 1575 (-50 m) (Fig. 3.12A)

Site # 2

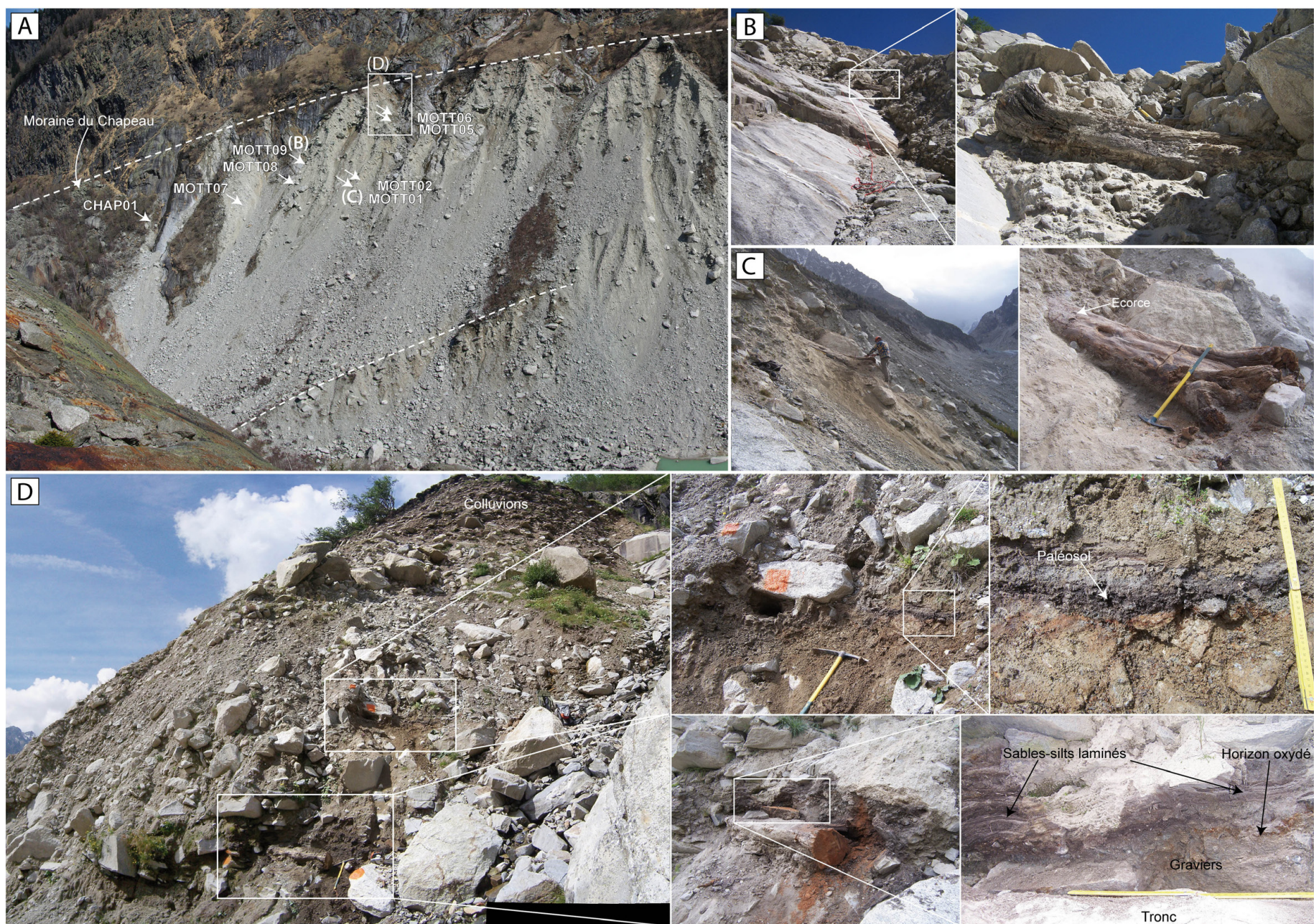
L'échantillon MOTT09 est un tronc important ($L > 3$ m, \varnothing initial ~ 80 cm), érodé, et coincé entre une dalle de bedrock et le versant nord de la ravine, 60 m sous la crête (Fig. 3.12B). La section prélevée correspond à un tiers de la circonférence initiale, car la moelle n'est plus présente et le centre est rempli de sédiments fins. L'échantillon MOTT08 est situé à quelques dizaines de mètres au sud, et ~ 79 m sous la crête. La section prélevée ne représente également qu'une partie de la circonférence de l'arbre. Elle a été dégagée d'un amas de fragments de grande taille enchâssés sous deux blocs plurimétriques.

Site # 3

Il s'agit d'une ravine importante dont le sommet se trouve à 1665 m. La crête de la moraine est à ce niveau masquée par des colluvions. Au pied de la ravine, un tronc de grande dimension (MOTT01, $L > 3,5$ m, $\varnothing = 65$ cm), dont l'écorce, et une partie de la souche sont encore présentes, a été excavé à 1583 m (-82 m). Ce tronc a une inclinaison de 23° (racines vers l'aval) et une orientation perpendiculaire à l'écoulement de la glace (Fig. 3.12C). Quelques mètres à l'amont, le fragment MOTT02 a été échantillonné sur le flanc sud de la ravine (-75 m).

Dans la partie supérieure de la ravine, deux troncs ont été échantillonnés en surface dans le talweg, respectivement à 1625 m (MOTT03) et 1634 m (MOTT04). A 1637 m (-28 m), une moitié de tronc de grande dimension (MOTT05 ; $L = 180$ cm, \varnothing initial ~ 55 cm) a été dégagé d'un niveau graveleux grossier, oxydé dans sa partie supérieure, et surmonté de passées sablo-silteuses massives décimétriques, laminées, interstratifiées avec des niveaux de sables grossiers et des niveaux de litière (feuilles abondantes, non déterminées). Immédiatement à l'amont (-24 m), un petit fragment dont les cernes périphériques sont conservés (MOTT06), a été échantillonné à proximité d'un paléosol (Fig. 3.12D).

⁶ Le niveau topographique de référence utilisé pour situer les échantillons est le rebord d'érosion de la moraine (*i.e.* crête de la moraine). Il représente par convention l'altitude maximum atteinte par la marge du glacier pendant le PAG.



Secteur MDG

Site # 4

Ce site correspond à l'extrémité nord du Secteur 1. L'altitude de référence pour le haut de cette coupe est environ de ~1830 m.

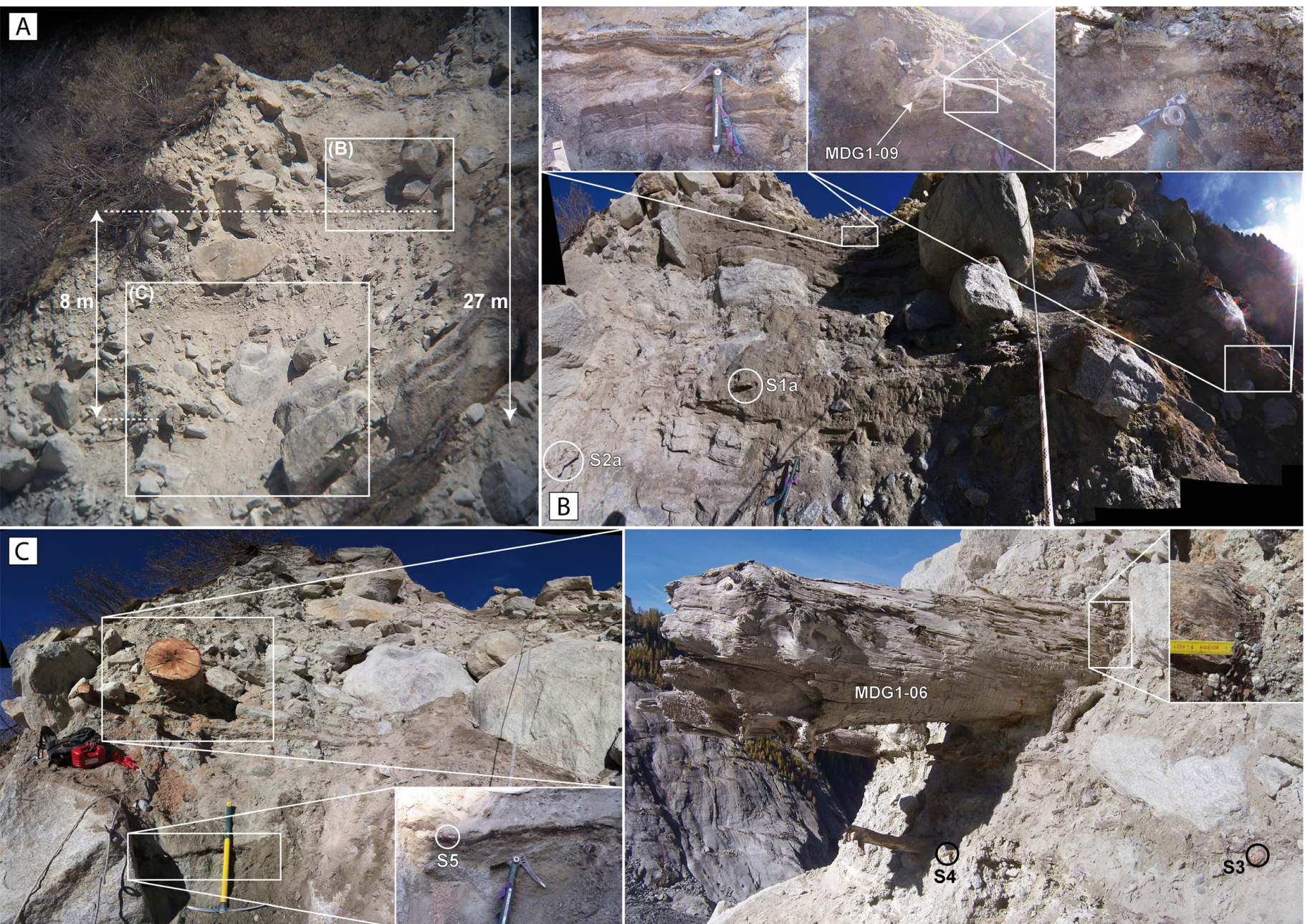
A -31 m, un fragment érodé, probablement remobilisé, a été échantillonné dans des sables (MDG1-08). Il se situe 130 cm sous un niveau organique de quelques centimètres d'épaisseur dans lequel a été prélevée une branchette (S5) (Fig. 3.13C).

A -27 m, une section a été prélevée sur un tronc très important et bien préservé (sans doute plusieurs mètres de long, ~ 2,5 m pour la partie visible, Ø ~80 cm), parallèle à l'axe de la vallée (MDG1-06), en versant sud de la ravine. L'écorce est visible sur toute la périphérie au niveau de l'interface avec le sédiment. Il est emballé dans du till, et se trouve à quelques centimètres au dessus de deux niveaux de litière sableuses (nombreuses branches, fragments d'écorce...), séparés de 40 cm, et contenant aussi d'autres bois de faibles diamètres, orientés de façon similaire (Fig. 3.13C). Une branchette a été prélevée dans chacun de ces niveaux sableux (S4 et S3).

A -20 m, deux autres niveaux de litière, séparés de 90 cm, et contenant des branchettes ont été prélevées (S2a et S1a). Ces niveaux se situent à la base d'un banc sablo-silteux massif (~5-6 m de commandement). Les sables sont laminés et alternent par endroit avec des couches argileuses, et des passées de graviers fins (Fig. 3.13B). Ce banc contient des blocs granitiques émoussés et pluri-métriques à sa base. Le reste de la séquence est composé d'un till riche en blocs.

Au même niveau que S1a, une section d'un petit tronc a également fait l'objet d'un prélèvement (MDG1-09). Au contact du tronc, un niveau organique, interprété comme un paléosol, peut être tracé sur quelques dizaines de centimètres (Fig. 3.13B)

Fig. 3.12. (ci-contre) Secteur MOTT. (A) Vue E du secteur MOTT, depuis les Rochers des Mottets (1600 m). Les flèches pointent précisément la position des bois. Les tiretés représentent respectivement l'extension maximum PAG (haut), et la moraine de 1995 (bas) ; **(B)** Site #2 : Echantillon MOTT09 (-60 m) ; **(C)** Site #3 : Vues d'ensemble et rapprochée de l'échantillon MOTT01 (-82 m). A noter que l'écorce était présente sur toute la surface du tronc, mais a été en partie enlevée lors de l'excavation ; **(D)** Site #3 secteur sommital, avec les échantillons MOTT05 (bas) et MOTT06 (haut). Noter le paléosol, traçable de part et d'autre du site d'échantillonnage de MOTT06.



Site # 5

Ce site se trouve dans la partie centrale du secteur 1. Le tronc MDG1-10, très érodé, a été échantillonné à proximité d'un paléosol à -13 m, dans un secteur sableux.

A proximité immédiate, un arbre coupé, dont la souche est toujours en place, se trouve sur le rebord d'érosion de la crête (BAY01) (Fig. 3.14B). La coupe ne peut être datée, et il n'est pas possible de savoir si elle est la cause de la mort de l'arbre. Une section a été prélevée sur cette souche afin de contraindre le dépôt du matériel morainique sous-jacent (âge minimum).

Site # 6

A une quarantaine de mètres au sud du site #5, trois strates situées respectivement à -11 m (S1), -15 m (S2) et -24 m (S3) ont été échantillonnées. Les deux premières peuvent être tracées sur plusieurs dizaines de mètres (de part et d'autre d'une crête pour S1), et contiennent plusieurs troncs (Fig. 3.14A).

Versant nord, deux bois appartenant à la strate S1 ont été prélevés (Fig. 3.14C) : MDG1-12 est un fragment en place (ne représente qu'une partie du tronc originel), extrait d'un épais lit argileux (~50 cm) (Fig. 3.14G). Le tronc MDG1-13 appartenait vraisemblablement au même niveau, mais a été échantillonné deux mètres plus bas, en surface dans la ravine (Fig. 3.14C). Versant O, la strate S1 peut être tracée, grâce à un horizon oxydé, sur une dizaine de mètres (Fig. 3.14D). Deux troncs en contact avec cet horizon ont été prélevés (MDG1-18 et 1-19).

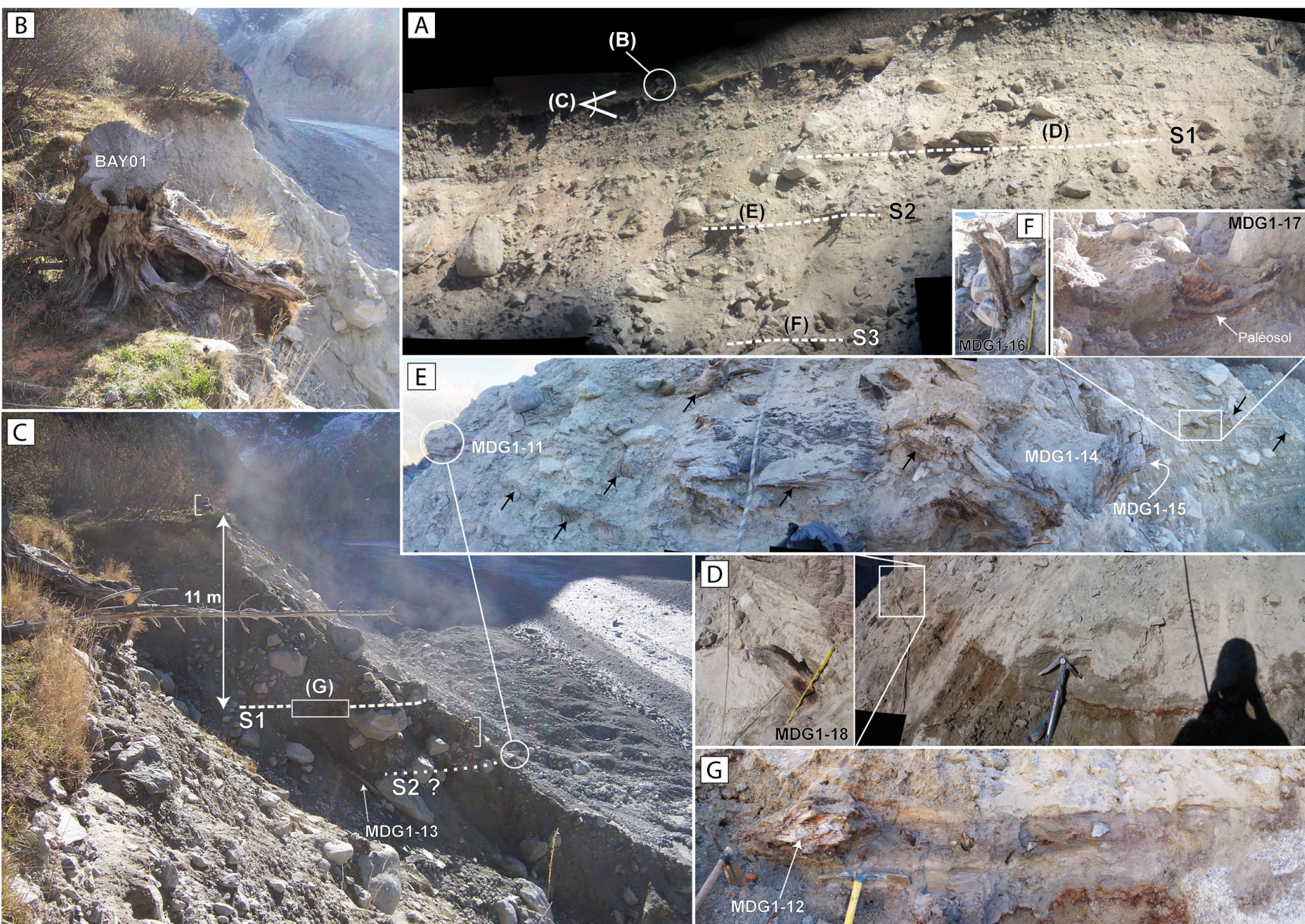
La strate S2 est celle qui contient le plus grand nombre de débris ligneux. Quatre fragments de troncs (MDG1-11, 1-14, 1-15, et 1-17), en contact avec un paléosol (Fig. 3.14E) ont été prélevés dans ce niveau.

Les preuves de l'existence de la strate S3 sont moins nombreuses. Un fragment de tronc dressé (MDG1-16) a été prélevé, mais il n'est probablement pas *in situ*. A deux mètres de cet échantillon, un autre tronc plus important et affleurant a été repéré, mais n'a pu être échantillonné.

Site # 7

A 100 m au sud du site #6, un bois très fragmenté a été prélevé en surface dans une ravine large. Le contexte, et sa localisation (41 m sous la crête), pourraient indiquer qu'il a été remobilisé de l'une des trois strates identifiées au site # 6.

Fig. 3.13. (ci-contre) Secteur 1, Site #4. (A) Vue NE depuis la surface du glacier ; (B) Echantillons MDG1-09, S1a et S2a ; (C) Echantillons MDG1-06, S3, S4 et S5.



Site # 8

A l'extrémité sud du secteur 1, 4 échantillons ont été prélevés en place à ~1750 m (-110m) sur ce site qui se trouve sur le flanc nord de la partie inférieure d'une ravine de grande dimension (Fig. 3.15A). Il s'agit de troncs de taille moyenne, peu altérés, avec l'écorce en partie conservée. Ils sont orientés NNW-SSE, parallèle à l'axe de la vallée. Tout le système racinaire est présent sur l'un des échantillons (Fig. 3.15B ; MDG1-02).

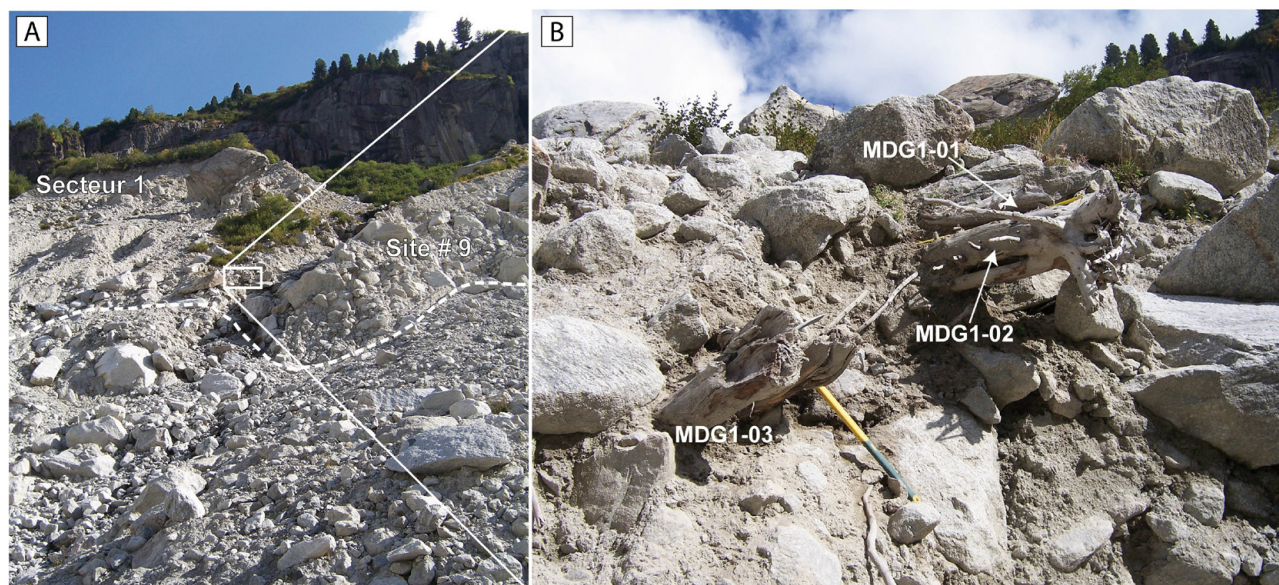
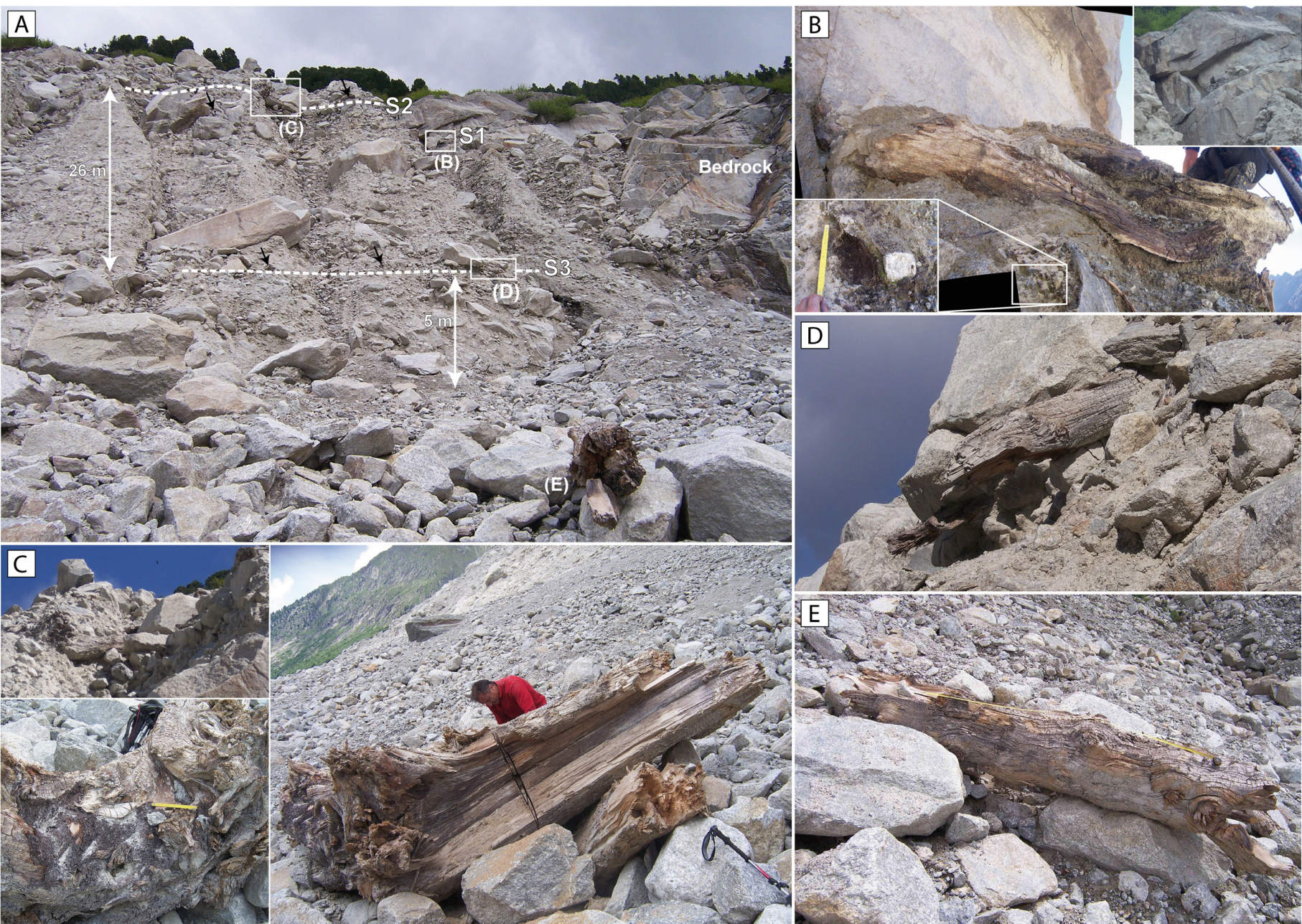


Fig. 3.15. (A) Vue d'ensemble ENE sur le site #8 et une partie du site #9. La base du till en place est représentée par les pointillés. (B) Vue rapprochée du site #8. Noter l'orientation identique des troncs.

Site # 9

Ce site appartient au Secteur 2 et se trouve quelques dizaines de mètres au sud du site #8. Huit échantillons ont été prélevés entre 1750 m et 1770 m (-115 à -105 m), à trois endroits distincts (échantillons MDG2-02 à 2-08). L'échantillon MDG2-01 (-95m) a été trouvé en surface à la limite entre le till en place et les éboulis, il est supposé remanié de l'un des niveaux précédents (-105 m). Aucun paléosol n'a pu être identifié à proximité des bois. Les bois sont des fragments de taille petite à moyenne, sans orientation précise. A noter que ces sites sont proches de l'exutoire de la ravine séparant les secteurs 1 et 2 (Fig. 3.15A).

Fig. 3.14. (ci-contre) Secteur 1, Site # 6. (A) Vue E depuis la surface du glacier ; (B) Souche BAY01 ; (C) Vue S depuis la crête de la moraine. Deux personnes donnent l'échelle (crochets) ; (D) Strate S1, et échantillon MDG1-18 ; (E) Strate S2. Noter la densité très importante de débris ligneux (flèches) ; (F) Strate S3 et échantillon MDG1-16 ; (G) Détail de la couche argileuse où a été prélevé MDG1-12.



Site # 10

Ce site se trouve dans le Secteur 3. Il s'agit de la zone présentant la plus forte densité de bois à l'échelle de la moraine latérale droite (Fig. 3.16A), et où ont été échantillonnés les troncs aux dimensions les plus importantes. A noter que ce site se situe à l'aval immédiat de l'affleurement de bedrock le plus étendu de la moraine.

Trois strates ont pu être identifiées et échantillonnées. Directement pour d'eux d'entre elles (S1 et S3), et indirectement pour la strate intermédiaire (S2), qui est inaccessible. Les échantillons ont donc été repérés et photographiés en place, puis échantillonnés sur le tablier d'éboulis, après leur relargage.

La strate S1 correspond à deux bois (MDG3-06, 3-07), échantillonnés dans un placage morainique situé sur une dalle de bedrock (1836 m, -54m). Deux sections ont été prélevées dans un amas qui comprend vraisemblablement plusieurs arbres (Fig. 3.16B). Les troncs sont en contact avec des fragments de matière organique mélangés au till, interprétés comme un sol remobilisé (Fig. 3.16B, vignette).

La strate S2 contient de très nombreux troncs et fragments mais un seul, tombé, a pu être prélevé. MDG3-05 est le plus gros arbre échantillonné (L = 350 cm ; Ø 85 cm au niveau de la section prélevée). Sa position initiale était à 1825 m (-65 m) (Fig. 3.16C).

Environ six troncs et fragments ont pu être identifiés comme appartenant à la strate S3, traçable sur une cinquantaine de mètres (1799 m ; -91 m) (Fig. 3.16D). Un tronc (MDG3-02), et trois fragments (MDG3-01, 3-03, 3-04) ont été échantillonnés. Le tronc est perpendiculaire à l'axe de la vallée et présente une inclinaison marquée.

En plus des bois en place, des dizaines de troncs et fragments remobilisés ont été échantillonnés sur ce site, sur toute la hauteur du talus de colluvions (e.g. MDG.T04 ; Fig. 3.16E). Une partie de ces échantillons pourrait appartenir aux deux plus gros troncs (MDG3-05 et MDG.T04) (voir § 3.2.1.4).

Fig. 3.16. (ci-contre) Secteur 3. Site # 10. (A) Vue E depuis l'apex du tablier d'éboulis. Les flèches marquent l'emplacement de troncs en place non échantillonnés ; **(B)** Strate S1. Placage morainique contre le bedrock, s'érodant rapidement, et détail du sol remanié (échelle : 20 cm) ; **(C)** Strate S2. Echantillon MDG3-05 en place, et remanié sur le tablier d'éboulis. Détail de la souche (Echelle : 20 cm) ; **(D)** Strate S3. Echantillons MDG3-01 à 3-04 ; **(E)** Echantillon MDG.T04, probablement remobilisé de S2 (Echelle : 2 m).

Site # 11 et site # 12

Il s'agit des deux sites les plus à l'amont (Secteur 5). Trois bois ont été échantillonnés sur le site #11, sur deux strates différentes. La strate supérieure (S1) se situe 34 m sous la crête et comporte deux bois (MDG5-02 et 5-03) (Fig. 3.17B). La strate inférieure (S2) est représentée par un bois *in situ* localisé 56 m sous la crête (MDG5-04). Nous n'avons pas observé de paléosol à proximité ; néanmoins la présence du système racinaire encore en place ne fait aucun doute sur la localisation originelle de cet arbre (Fig. 3.17C).

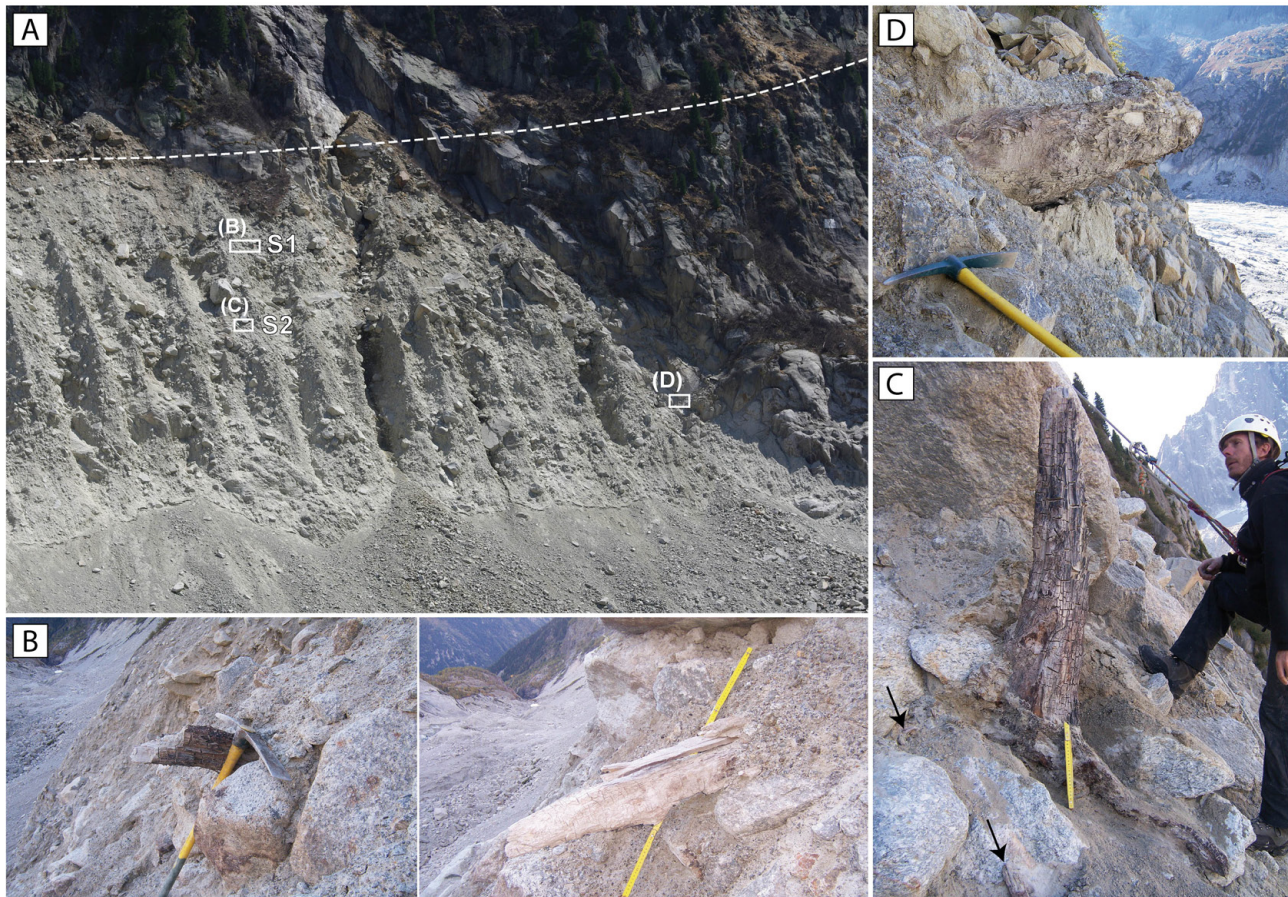


Fig. 3.17. Secteur 5. Site #11 et #12. (A) Vue E du Secteur 5 depuis le glacier. Les tiretés représentent l'extension maximale PAG ; (B) Strate S1, Site #11. Échantillons MDG5-03 (g.) et MDG5-02 (dr., échelle : 1m) ; (C) Strate S2, Site #11. Tronc *in situ* MDG5-04. Les flèches pointent des fragments de racine en place, désolidarisés du tronc ; (D) Site #12. Échantillon MDG5-01.

Seul un bois en place a été échantillonné sur le site #12 (MDG5-01). Il est localisé ~80 m sous la crête (valeur extrapolée dans ce cas, puisque le site est à l'aplomb de dalles de bedrock ne permettant pas la conservation du matériel morainique, Fig. 3.17A). L'échantillon est un tronc très important (Ø 60 cm), perpendiculaire à l'axe de la vallée, et au contact du *bedrock* (Fig. 3.17D).

3.3.2. Glacier d'Argentière

Le glacier d'Argentière avait en 2008 une superficie de 14 km² (Gardent et al, 2011). La position frontale actuelle se situe à ~1645 m. Depuis 2009, la partie de la langue située à l'aval du verrou de Lognan (~2200m) est désolidarisée du reste du glacier. Elle est actuellement entièrement recouverte de matériel détritique.

Les variations frontales du glacier sont mesurées depuis 1878 et les variations d'épaisseur le long de plusieurs profils en travers depuis 1903 par les Eaux et Forêts (profils 1 et 2, Fig. 3.18). Le bilan de masse annuel est mesuré depuis 1976 (Reynaud et Vincent, 2000 ; Vincent et al, 2009).

Cet appareil a connu son maximum d'extension PAG au 17^e s (Bless, 1984). Les maxima du 19^e s sont légèrement en retrait (Fig. 3.19). Les fragments de cordons visibles en rive droite, et en partie recouverts par l'édifice principal, sont vraisemblablement d'âges holocènes (Néoglaciale ?).

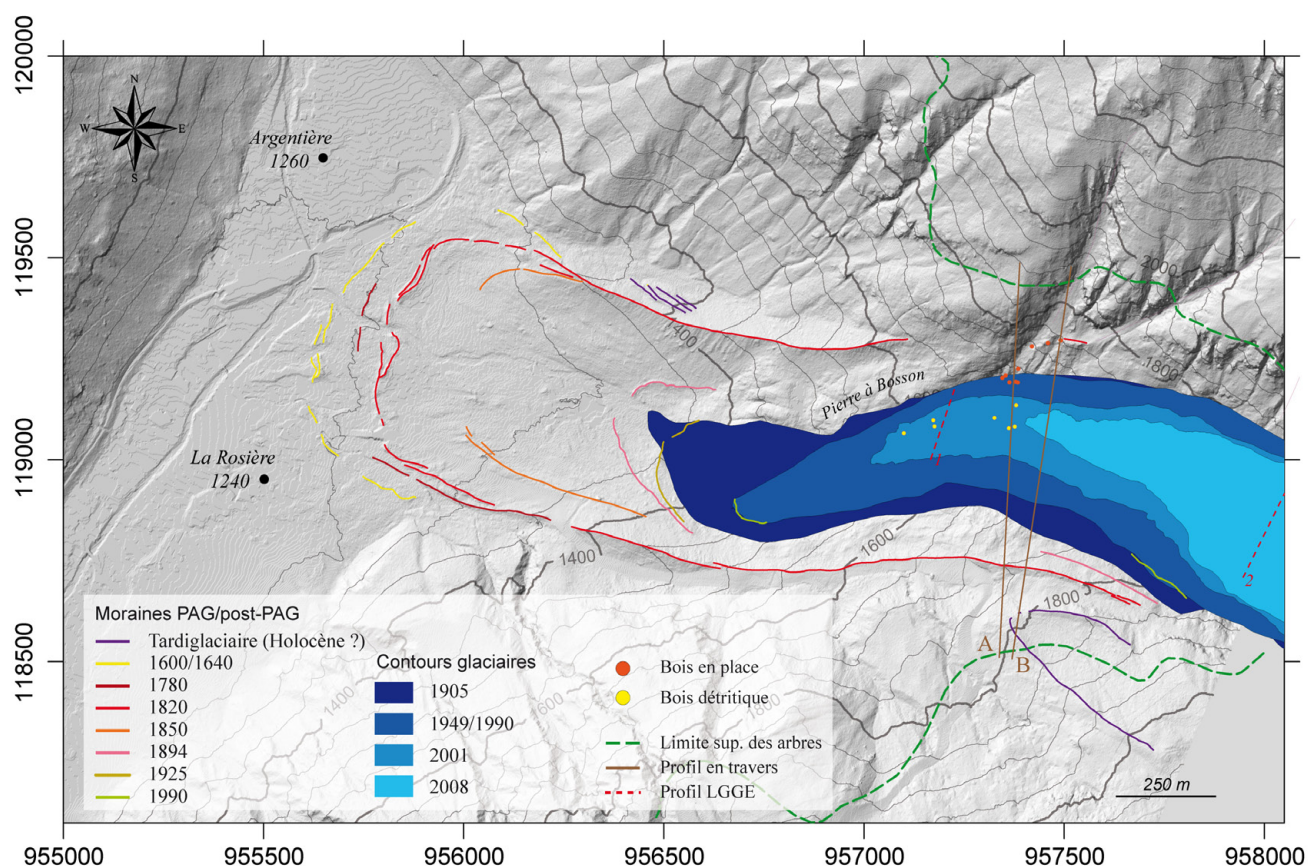


Fig. 3.18. Marge proglaciaire du glacier d'Argentière et localisation du site d'échantillonnage des bois subfossiles. La position des cordons morainiques est modifiée de Bless (1984). Fond topographique : MNT Lidar (Cemagref). Les amorces correspondent au quadrillage Lambert Zone 2.

Le site d'échantillonnage est un lambeau de moraine latérale, plaqué contre le versant en rive droite (Fig. 3.19). Il se situe au débouché d'un couloir d'avalanche. La partie supérieure du profil est donc constituée d'un mélange de matériaux anguleux, et de blocs émoussés d'origine glaciaire. La section non talutée de la moraine s'étend sur quasiment 200 m de commandement entre 1560 et 1749 m. A l'aval, des bois remobilisés ont été échantillonnés dans la marge proglaciaire délimitée par l'extension de 1990 et la position actuelle (Fig. 3.18 et 3.19A).

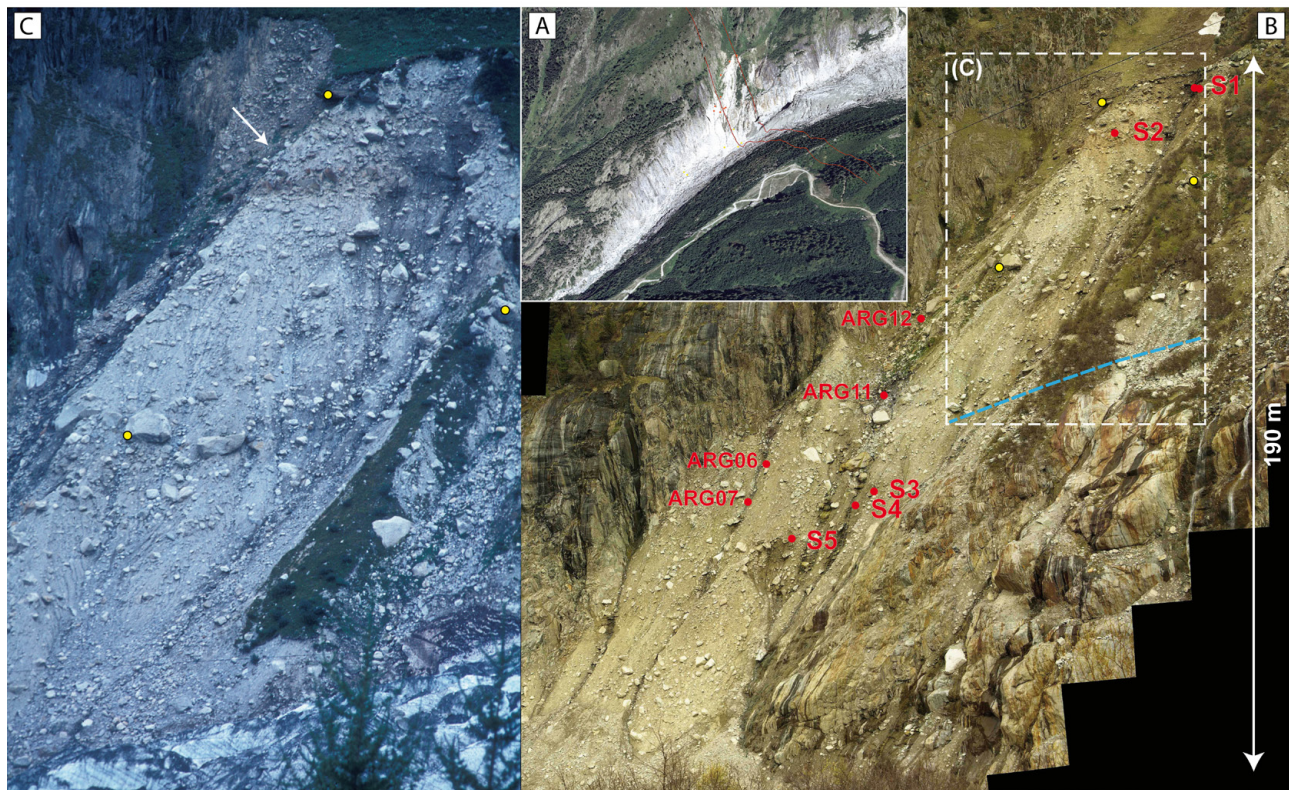


Fig. 3.19. Moraine latérale droite du glacier d'Argentière. (A) *Vus ESE avec la position des bois détritiques et des bois en place (Orthophoto 2008 drapée sur MNT Lidar) ; (B) Vue E rapprochée, et position des strates de bois en place (Sxx) et des bois remaniés. La zone en tirets correspond à la même portion sur (C) prise en 09/1978 (photo R. Bless). La partie supérieure du secteur échantillonné par R. Bless est indiquée par la flèche (en face nord, non visible ; Les points jaunes sont des repères communs aux deux photographies). Noter la présence de la marge glaciaire à l'aval du profil en (C), reportée en (B).*

Seules les strates nommées sur la Figure 3.19B (S1-S5) ont livré des bois en place. Ces datations peuvent donc être discutées en termes d'altitude de la marge glaciaire lors de l'enfouissement.

La strate S1 est située à 1738 m (-11 m). Elle est remarquable du fait de l'abondance de débris ligneux et de la présence de passées tourbeuses décimétriques. Plusieurs lits tourbeux sont en effet interstratifiés avec des couches sablo-graveleuses et des clastes anguleux décimétriques sur une épaisseur de ~70 cm (Fig. 3.20). Ce faciès est interprété comme résultant d'apports détritiques de versant dans une tourbière située sur la paléo-crête de la moraine. Les troncs enchevêtrés ont pu être apportés à la surface de cette tourbière par les avalanches descendant du versant immédiatement à l'amont. Des prélèvements ont été effectués sur trois des troncs (ARG01-ARG03) en contact avec la strate organique (Fig. 3.20).

La strate S2 est située 15 mètres sous la crête, et a été sur cette base différenciée stratigraphiquement de S1. Un tronc dont la périphérie est érodée (ARG04) a été prélevé dans un horizon de graviers oxydés, traçable sur plusieurs mètres, et contenant également des branchettes.



Fig. 3.20. *Vue rapprochée de la strate S1. Plusieurs troncs se trouvent en contact avec des lits organiques interstratifiés avec des passées sablo-graveleuses et des clastes angulaires, résultant de pulsations détritiques dans une tourbière (Echelle : 1 m).*

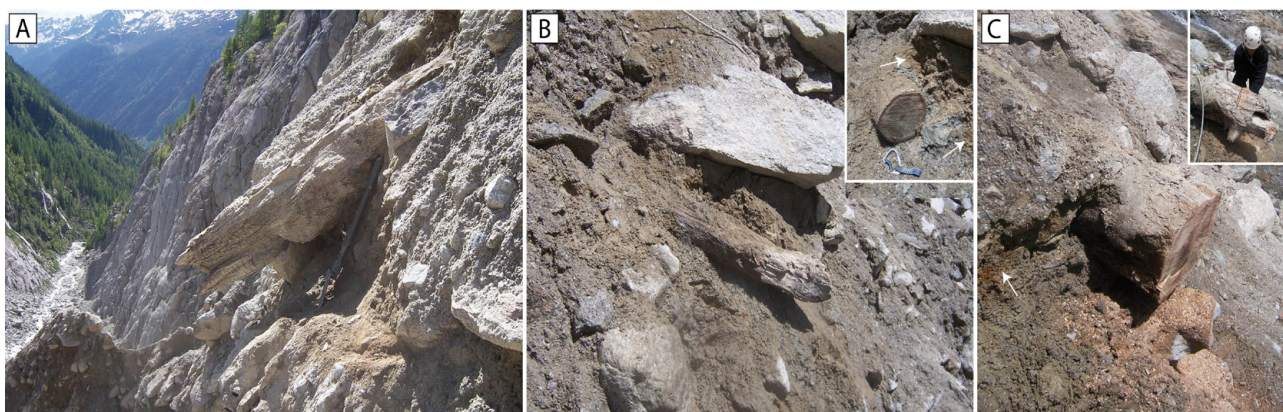


Fig. 3.21. *(A) Strate S5 (ARG08), 1604 m (-145 m) ; (B) Strate S4 (ARG09), 1611 m (-138 m) ; (C) Strate S3 (ARG10), 1616 m (-133 m). Noter le pendage aval, et la présence d'horizons oxydés (flèche) à proximité de tous les échantillons.*

Les strates S3-S5 ne contiennent respectivement qu'un seul bois (ARG10 à ARG08) et sont étagées sur 12 m de dénivelé entre 1604 et 1616 m. Il s'agit des bois les plus bas du profil. Ces trois troncs sont perpendiculaires à l'axe d'écoulement du glacier, et possèdent une inclinaison marquée (~20-40°) (Fig. 3.21A-C), qui pourrait indiquer que les troncs se trouvaient sur la paléo-face proximale au moment de l'enfouissement (Röthlisberger et Schneebeli, 1979). A proximité de tous les échantillons, des horizons de graviers oxydés ont été tracés sur ~1 m (Fig. 3.21B-C) pouvant indiquer la présence d'un paléosol.

3.3.3. Glacier des Bossons

Le glacier des Bossons a aujourd'hui une superficie de 10,7 km² (Gardent et al, 2011), pour un front situé à 1533 m (2011). Au PAG le front atteignait le fond de la vallée, où il a édifié un important complexe morainique frontal. Les cordons externes correspondent à l'extension maximale PAG, atteinte en 1818 AD (Alt du front : 1020 m) (Fig. 3.22).

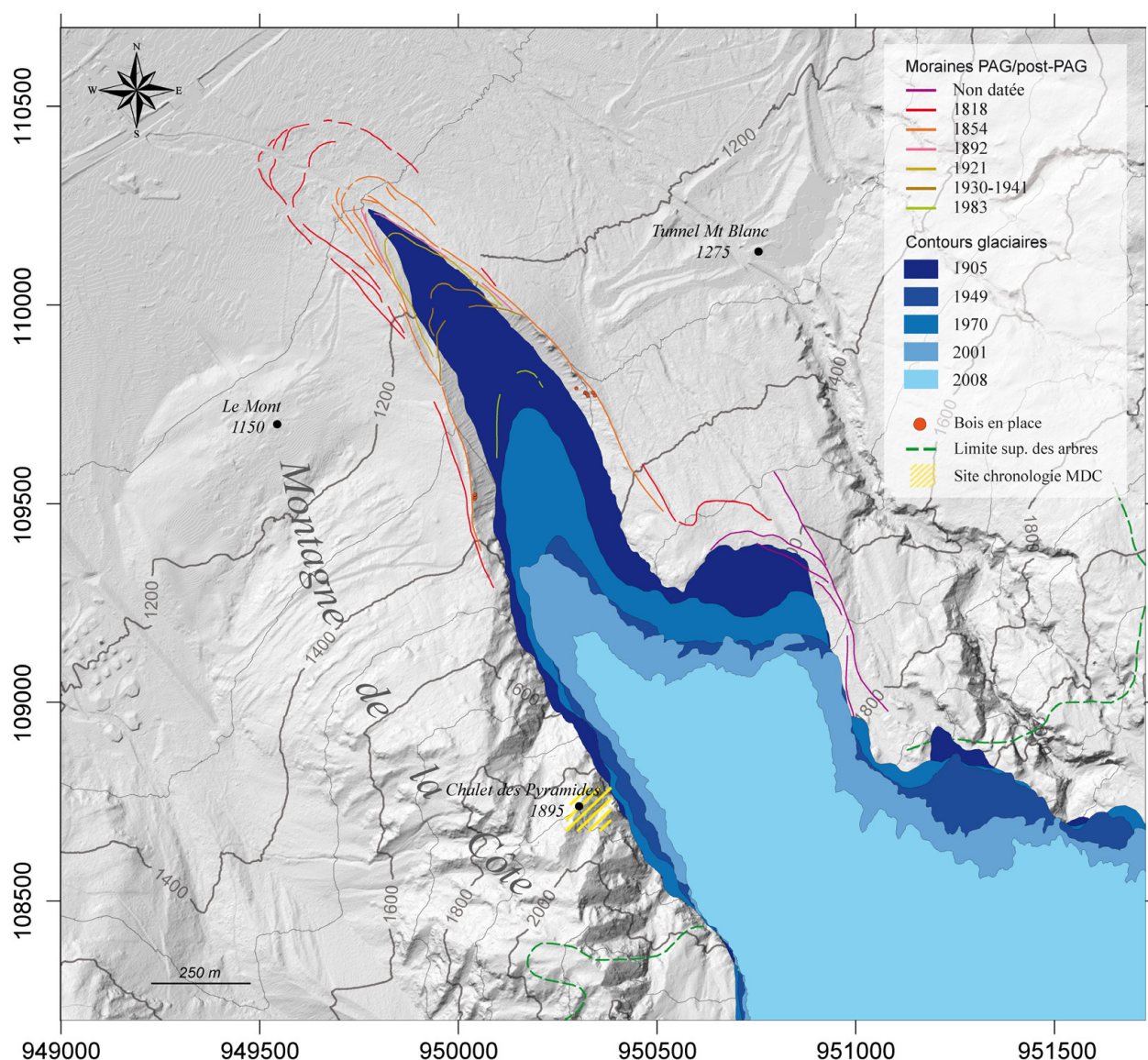


Fig. 3.22. Marge proglaciaire du glacier des Bossons, et localisation des sites d'échantillonnage des bois subfossiles. La position des cordons morainiques est modifiée de Wetter (1987) et Nussbaumer et al (2011). Fond topographique : MNT Lidar Cemagref (programme IFP). Les amorces correspondent au quadrillage Lambert Zone 2.

Une reconstitution des fluctuations frontales du glacier des Bossons depuis 1580 AD, basée sur des documents historiques et picturaux, a récemment été publiée par Nussbaumer et al (2011).

Les moraines latérales se développent sur environ 1 km de long, et atteignent une centaine de mètres de commandement au droit de la plaine alluviale où stationnait le front au début des années 1980 (Fig. 2.17). Il s'agit de moraines *libres*, *i.e.* dont le dépôt n'est pas contraint par la topographie du *bedrock* (Fig. 3.23A). La partie supérieure possède environ 30 à 40 m de commandement (3.23B), et représente l'exemple-type du till supra/intra-glaciaire déposé en condition subaérienne sous forme de *debris flows*, et non altéré (Humlum, 1978 ; Small, 1983), comme le montrent : i) les strates de galets/blocs subparallèles à la crête de la moraine, ii) le grand axe des clastes parallèle à l'angle de repos (Fig. 2.20, et 3.24A et C), iii) la stabilité de la fabrique, indiquée par l'inclinaison de la face proximale, qui approche 80° sur certaines sections. L'érosion du till est relativement uniforme (profondeur des ravines > 5 m). La moraine est nappée sur ses deux tiers inférieurs des matériaux

remobilisés, et en voie de végétalisation. La crête actuelle est colonisée par *Larix decidua* (dominant) et *Picea abies* en mélange, tandis que *Alnus viridis* et *Betula* colonisent la marge proglaciaire.

Les sites d'échantillonnage des bois subfossiles se situent dans la partie supérieure de la moraine latérale droite (Fig. 3.23). C'est également dans cette zone que les bois et sols fossiles datés par Wetter (1987) ont été échantillonnés. A l'examen des photos de l'époque, les bois échantillonnés sont susceptibles d'appartenir aux mêmes strates (Wetter, 1987 : 232-234).

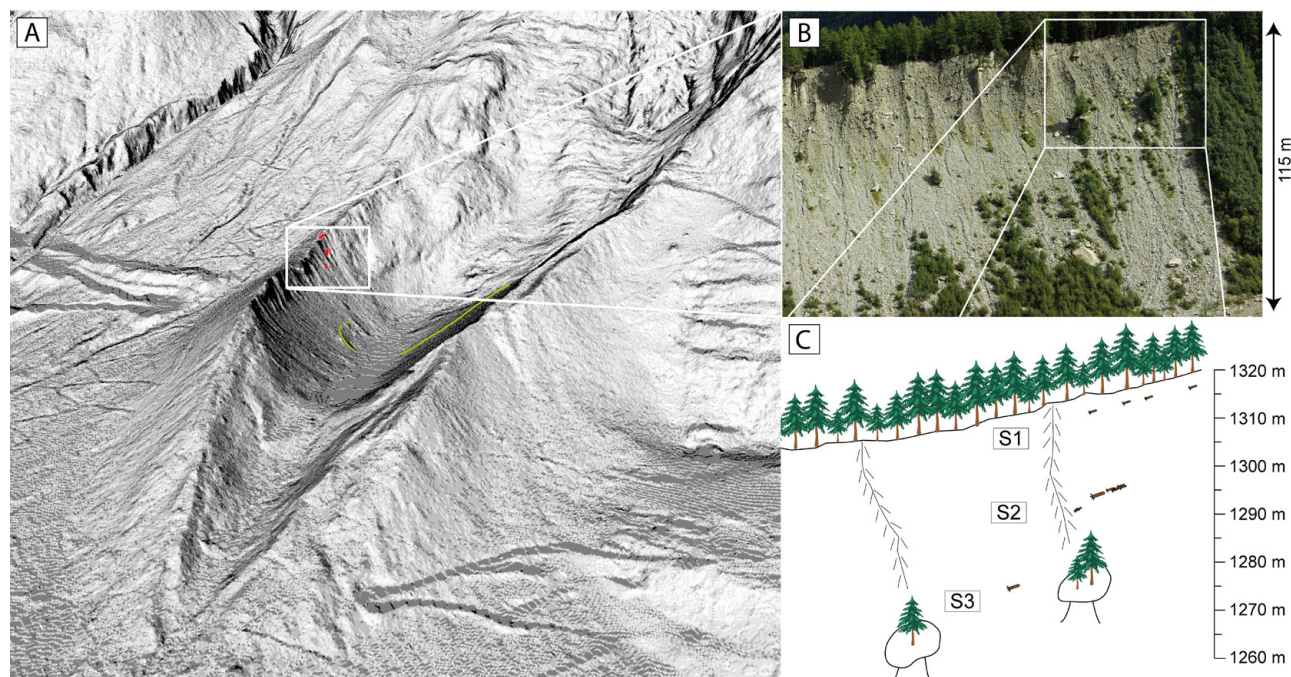


Fig. 3.23. Contexte topographique du site d'échantillonnage. (A) Vue SE. La position de 1983 est indiquée en vert ; (B) Vue E depuis la moraine latérale gauche ; (C) Position altitudinale des strates.

Les bois, situés entre 1275 et 1315 m, appartiennent à trois strates distinctes (Fig. 3.23C). Les bois de la strate supérieure S1 se situent entre 3,25 et 2,2 m sous la crête de la moraine, et sont tous orientés perpendiculairement à l'axe d'écoulement de la glace (Fig. 3.24A). A noter que quatre bois correspondant vraisemblablement à la même strate (- 3 m) ont été repérés en rive gauche, mais n'ont pas été échantillonnés.

La strate intermédiaire S2 comprend 12 échantillons localisés entre 20 et 23 m sous la crête. Les échantillons BOS12 et BOS18, situés 3 m plus bas que la strate principale (-23 m), ne peuvent donc pas être raccordés stratigraphiquement de façon certaine au reste des bois de S2. Les échantillons BOS05-BOS11 possèdent une orientation subparallèle à l'écoulement du glacier (N), et une inclinaison de 20 à 30°, *i.e.* parallèles à la paléo-face distale (Fig. 3.24B). L'état de préservation est variable, mais l'écorce est présente sur la majorité des bois. Un des échantillons (BOS11), dont le système racinaire est en partie préservé (vers l'amont), a donc pu être orienté de façon certaine (Fig. 3.24B).

La strate inférieure S3 se situe juste au dessus de la limite supérieure du tablier formé par le matériel morainique remobilisé. Elle comprend un seul tronc (BOS13), situé 34 m sous la crête, et orienté perpendiculairement à l'écoulement du glacier (Fig. 3.24C).

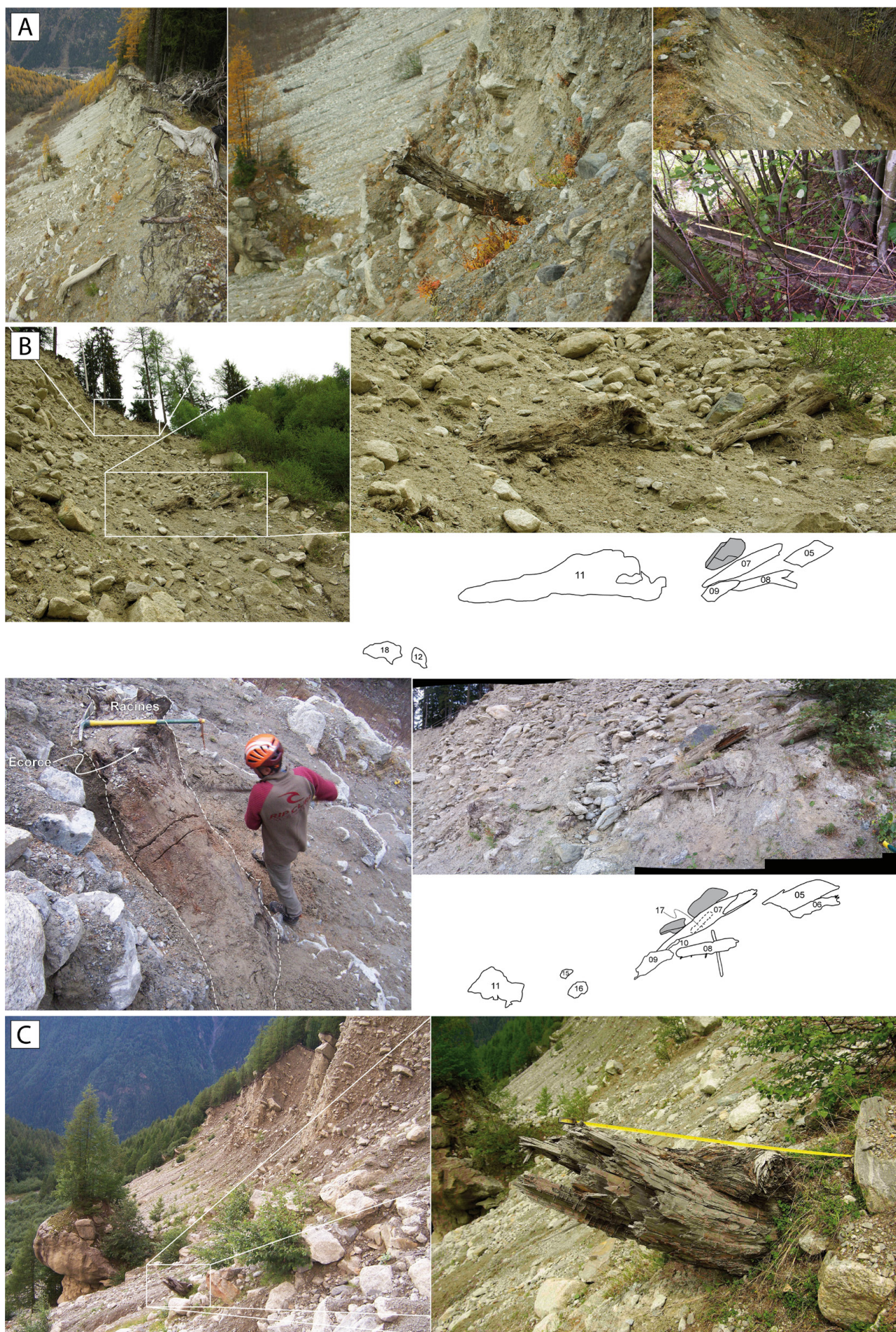


Fig. 3.24. (ci-contre) (A) Strate S1 (Echantillons BOS01-04) ; (B) Strate S2 et détail de l'excavation de l'échantillon BOS11 (~3m long, Ø 52 cm) ; (C) Strate S3 (Echantillon BOS13). Noter l'inclinaison du tronc (~30°), conforme à celle des clastes qui composent les strates riches en blocs visibles dans la moraine à l'arrière plan (voir Fig. 2.20) (Echelle : 1 m).

Les bois sont emballés dans un diamicton à support matriciel sablo-graveleux abondant. Aucun sol fossile n'a été repéré à proximité des échantillons, à la différence de Wetter (1987), qui avait identifié, et daté, deux paléosols (Chapitre 2) vraisemblablement situés entre les strates S1 et S2.

3.3.4. Glacier de Trient

Le glacier de Trient possède une superficie de 6,2 km² (2010), pour une longueur de 4,5 km. Il se présente sous la forme d'un vaste plateau glaciaire, avec un émissaire raide et crevassé.

Le maximum PAG a été atteint sur ce site vers 1780 AD, et l'avancée de 1850 a quasiment réoccupé les mêmes positions (Bless, 1984). L'altitude du front était alors de 1590 m (Fig. 3.25). La dernière période d'avancée a culminé en 1987 (Fig. 2.15). Depuis, le front est en retrait rapide et se situe aujourd'hui à 2120 m. Les variations frontales sont mesurées annuellement depuis 1879 par l'Académie Suisse des Sciences Naturelles.

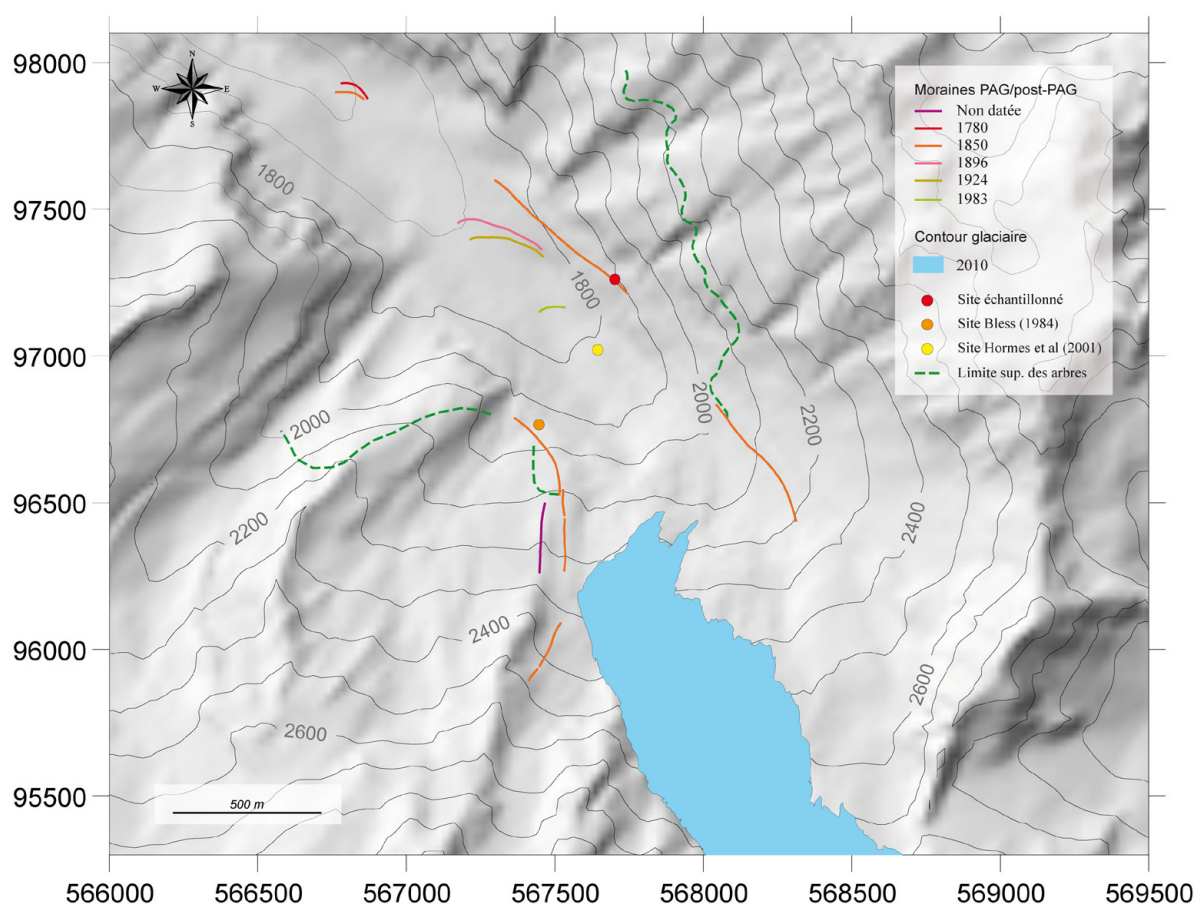


Fig. 3.25. Localisation des sites ayant fait l'objet de datations dans la marge proglaciaire du glacier de Trient (Fond topographique MNT 25 m. Les amorces correspondent au quadrillage de la projection CH1903)

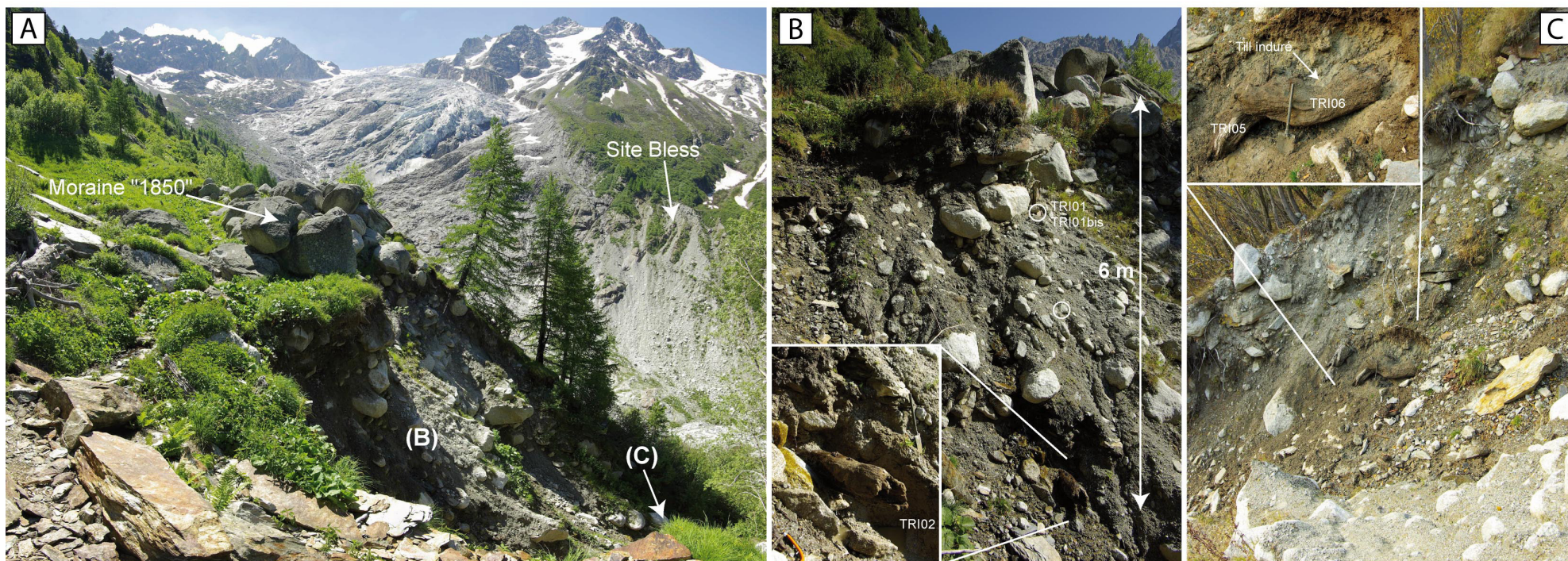


Fig. 3.26. Ravine ouverte dans la moraine latérale droite du glacier de Trient à la côte 1900 m. (A) Vue S. Le site des datations de Bless (1984) est indiqué au second plan. Noter la position du front de 2009 à l'arrière plan ; (B) versant sud de la ravine et position des échantillons TRI01, TRI01bis et TRI02 ; (C) versant nord de la ravine et position des échantillons TRI05 et TRI06.

Sur ce site les faces proximales des moraines latérales sont en voie de stabilisation et de végétalisation. Néanmoins, quelques coupes dans le till en place peuvent être observées, notamment en rive gauche vers 1950 m.

Des datations ^{14}C ont été effectuées par Bless (1984) sur deux sols fossiles prélevés à 15 et 25 m, sous la crête de la moraine latérale gauche. Ce même auteur avait également repéré un bois de *Pinus cembra* dans la moraine latérale droite, environ deux mètres sous la crête. Cet échantillon de ~80 cernes n'a pas été daté, car présumé trop récent pour le ^{14}C (R. Bless, com. pers.). Hormes et al (2001) ont également datés deux bois détritiques trouvés dans la plaine alluviale, au niveau de la position frontale du début des années 1980 (Fig. 3.25).

Le site échantillonné correspond à une brèche ouverte assez récemment (>10 ans, S. Coutterand, com. pers.) dans la partie apicale de la moraine latérale droite PAG à 1900 m. Il se trouve en deçà de la limite supérieure des arbres qui est supérieure à 2100 m, et composée exclusivement de *Pinus cembra*, sur ce versant.

Les échantillons se situent dans les premiers mètres sous la crête de la moraine « 1850 », matérialisée sur le site par des blocs pluri-métriques fortement émoussés (Fig. 3.26A). Les bois sont emballés dans un till à fort support matriciel graveleux, par endroit très fortement induré, et contenant des galets et blocs émoussés. Le fond de la ravine est majoritairement constitué de colluvions fins et de clastes décimétriques anguleux.

Les échantillons TRI01 et TRI01b sont deux fragments accolés (et appartenant vraisemblablement au même arbre) localisés 180 cm sous le niveau de référence. L'échantillon TRI02 est un tronc érodé, et fortement imbriqué dans des blocs, 6 m sous la crête de la moraine (Fig. 3.26B). Les échantillons TRI02, TRI05 et TRI06 sont emballés pour partie dans un sédiment induré de couleur gris-bleu (« béton glaciaire »). Les deux derniers sont situés ~5 m sous la crête et étaient recouverts de colluvions sur leur partie supérieure (Fig. 3.26C). D'autres échantillons ont été prélevés entre TRI01 et TRI02. Il s'agit de fragments qui n'ont pas fait l'objet de mesures, dont un morceau de branche (Ø 10 cm) où ont été dénombrés plus de 350 cernes.

3.4 Résultats

3.4.1. Mer de Glace

156 bois ont été prélevés dans la marge proglaciaire (48 en place dans la moraine, 108 sur le tablier d'éboulis), parmi lesquels 133 possédaient des séries suffisamment longues et étaient dans un état de conservation autorisant des mesures dendrochronologiques.

Sur ces échantillons, 86 (65%) ont pu être datés de façon absolue. Ces séries ont été regroupées en 63 *arbres* différents (*cf* § 3.2.1.4) dont les datations sont présentées dans le Tableau 3.1 (le détail des synchronisations sur l'EACC est disponible en Annexe A).

Echantillon*	Espèce	Moelle	Dernier cerne présent	Série dendro (comptés)	Dates dendro (comptés)	†	Echantillon ¹⁴ C (n°cerne)	Age ¹⁴ C	Intervalle calibration 2σ	Age median	Moy. Pond.**
BAY01	PICE	O		292 (296+)	1559-1850 (1854+) AD	***					
CHAP01	PICE	O		215 (247+)	1575-1789 (1821+) AD	**	96-110	310 +/-30	1487-1689 AD	1563	1568
MOTT07	PICE	O		141 (150+)	1612-1752 (1761+) AD	**					
MDG.T15	PICE	15 ?		146 (147+)	1573-1718 (1719+) AD	**					
MDG.T02	PICE	O		149 (152+)	1559-1707 (1710+) AD	**					
MDG.T94	PICE	O		169 (172+)	1523-1691 (1694+) AD	**					
MDG1-12	PICE	9		106 (119+)	1234-1339 (1352+) AD	**					
MDG.T01	LADE	O		208 (209+)	1088-1295 (1296+) AD	***					
MDG1-14	PICE	10		190 (199+)	1080-1269 (1279+) AD	**	137-151	800 +/-30	1185-1275 AD	1238	1235
MDG.T49	PICE	O		91 (97+)	1175-1265 (1271+) AD	*					
MDG.T09	PICE	O		215 (217+)	1025-1239 (1241+) AD	**					
MDG.T11	PICE	3		124 (125+)	1117-1240 (1241+) AD	**					
MDG1-13	PICE	O		209 (214+)	1022-1230 (1233+) AD	*					
MDG1-11	PICE	O		95 (101+)		**	82-91	930 +/-30	1025-1168 AD	1099	1100 (1115)
MDG.T14	PICE	8		216 (219+)	998-1213 (1226+) AD	***					
MDG.T20	PICE	~15		194 (199+)	1026-1219 (1224+) AD	**					
MDG.T65	PICE	O		83 (84+)	1141-1223 (1224+) AD	**					
MDG1-18	PICE	~15		241 (255+)	936-1176 (1190+) AD	**	104-113	925 +/-30	1026-1177 AD	1100	1102
MDG1-09	PICE	O	O	98 (99)	1080-1177 (1178) AD	****	95-98	915 +/-30	1031-1206 AD	1104	1108
MDG S1a	ACER							880 +/-30	1043-1221 AD	1164	1147
MDG S2a	PCAB							920 +/-35	1027-1206 AD	1104	1107
MDG S3	PICE							920 +/-30	1028-1184 AD	1102	1105
MDG S4	PICE							865 +/-30	1047-1255 AD	1181	1169
MDG.T16	PICE	5		104 (105+)	1069-1172 (1173+) AD	**					
MDG1-15	PICE	~10		120 (135+)	1013-1132 (1147+) AD	**					
MDG1-06	PICE	O	O	252 (255)	866-1117 (1120) AD	****	211-220	960 +/-30	1021-1155 AD	1095	1088
MDG-S5	?							985 +/-30	991-1154 AD	1048	1067
MDG.T38	PICE	1,5		145 (175+)	905-1049 (1079+) AD	***					
MDG1-10	PICE	O		204 (225+)	806-1009 (1030+) AD	**	161-174	1130 +/-30	783-988 AD	926	919
MDG1-08	PICE	20 ?		177 (178+)	712-888 (889+) AD	*	167-175	1225 +/-30	690-885 AD	797	794
MOTT06	PICE	6,5	O	81 (81)		****	1-4	1540 +/- 30	430-590 AD	512	509 (588)
MDG1-16	PICE	O		73 (78)		**	50-54	1660 +/-30	259-528 AD	389	384 (411)
MDG.T90	PICE	11		221 (224+)	302-522 (525+) AD	*					
MOTT05	PICE	O		274 (365+)	121-394 (485+) AD	**					
MDG1-20_D	PICE	O		232 (297+)	169-400 (465+) AD	*	126-135	1790 +/-30	132-330 AD	232	232
MDG.T37	PICE	O		139 (142+)	303-441 (444+) AD	**					
MDG.T39_D	PICE	O	O	279 (279)	124-402 AD	****					
MDG2-01	PICE	11		113 (139+)	262-374 (400+) AD	**	101-110	1690 +/-30	257-419	357	348
MOTT04	PICE	O		145 (177+)	202-346 (378+) AD	***					
MDG2-06	PICE	O		252 (263+)	100-351 (362+) AD	**					
MDG2-08	PICE	O		200 (300+)	52-251 (351+) AD	**					
MOTT02	PICE	O		127 (130+)	158-284 (287+) AD	***	94-103	1875 +/-30	70-224 AD	129	138
MDG.T41	PICE	20 ?		224 (231+)	32-255 AD	*					
MOTT01	ACER	O		178 (187+)	—	***	148-152	1935 +/-30	1-130 AD	66	67 (105)
MDG.T93	PICE	O		334 (356+)	537-204 (182+) BC	**					

Echantillon*	Espèce	Moelle	Dernier cerne présent	Série dendro (comptés)	Dates dendro (comptés)	†	Echantillon ¹⁴ C (n°cerne)	Age ¹⁴ C	Intervalle calibration 2σ	Age median	Moy. Pond. **
MDG5-02	PICE	O		124 (124)		**	70-79	2580 +/- 30	812-593 BC	-782	-758 (-708)
MDG5-03	PICE	O	O	353 (353)	960 -608 BC	****					
MDG.T35	PICE	O		185 (272+)	838 -654 (609) BC	*					
MOTT09	ACER	15		252 (280+)	905 -654 (626+) BC	**					
MOTT08	ACER	O		171 (202+)	830 -660 (629+) BC	**	153-157	2440 +/- 30	751-406 BC	-530	-561
MDG.T03	PICE	O		381 (393+)	1035 -655 (643+) BC	*					
MDG.T43_D	PICE	11		225 (227+)	938 -714 (712+) BC	*					
MDG3-05	PICE	O	O	341 (341)	1117 - 777 BC	****					
MDG3-06	PICE	O		92 (94+)		**	88-92	2690 +/- 30			
MDG3-07	PICE	O		73 (83+)		**	63-67	2660 +/- 30	894-798 ‡		-846 (-840)
MDG.T05	PICE	O		237 (242+)	1046 - 810 (805+) BC	**					
MDG.T64	PICE	5 cernes		91 (106+)	917 - 827 (812+) BC	**					
MDG.T04_D	PICE	O		420 (453+)	1278 - 859 (826+) BC	**					
MDG3-02	PICE	O		205 (238+)	1207 -1003 (970+) BC	**	150-159	2925 +/-30	1257-1019 BC	-1128	-1131
MDG5-04	PICE	O		74 (77+)		**	A: 6-15 B: 66-75	A: 2870 +/- 30 B: 2910 +/- 30	-1135 -980 ‡		-1057 (-1050)
MDG3-01	PICE	O		249 (260+)	1273 -1025 (1014+) BC	**	158-165	3040 +/-30	1405-1213 BC	-1315	-1315
MDG.T84	PICE	O		193 (214+)	1250 -1058 (1037+) BC	**					
MDG3-03	PICE	15 ?		180 (220+)	1269 -1090 (1050+) BC	*					
MDG.T67	PICE	3,5		179 (222+)	1271 -1093 (1050+) BC	*					
MDG.T102	PICE	O		228 (231+)	1458 -1231 (1228+) BC	**					
MDG5-01_D	PICE	O		221 (243+)	1823 -1603 (1581+) BC	***	190-197	3390 +/-30	1754-1613 BC	-1687	-1687
MDG.T45	PICE	O		226 (226)	1806 -1581 BC	****					
MDG.T32	PICE	O		203 (222+)	1829 -1627 (1608+) BC	**					
MDG.T51	PICE	10		178 (192+)	1822 -1645 (1623+) BC	**					
MDG.T98	PICE	11		199 (230+)	1857 -1659 (1629+) BC	**					
MDG.T34	PICE	7		102 (117+)	1762 -1661 (1646+) BC	**					
MDG.T86	PICE	O		309 (335+)	1965 -1677 (1651+) BC	**					
MDG.T47_D	PICE	O		185 (195+)	1851 -1667 (1657+) BC	**					
MDG.T53_D	PICE	O		298 (300+)	1968 -1671 (1669+) BC	**					
MDG.T95	PICE	O		197 (207+)	1886 -1690 (1680+) BC	**					
MDG.T36	PICE	O		116 (117+)	1828 -1713 (1712+) BC	**					

Tab. 3.1. Synthèse des datations de bois subfossiles sur le site de la Mer de Glace.

*Le suffixe *_D* indique les « arbres » qui ont fait l'objet d'un groupement de différents échantillons.
PICE : *Pinus cembra* ; *LADE* : *Larix decidua* ; *PCAB* : *Picea abies* ; *ACER* : *Acer sp.* : *pseudoplatanus* ou *platanoides* (n'a pas été déterminé au niveau de l'espèce).

O : moëlle présente. L'estimation de la distance à la moëlle est donnée en cm.

† Niveau de confiance attribué à l'estimation du nombre de cernes périphériques manquants :

* Tronc/fragment très érodé, nombre de cernes manquants inconnu, potentiellement important et/ou comptage très difficile (zones comprimées)

** Bois altéré, nombre de cernes manquants inconnu, bonne lisibilité des cernes comptés, cohérence des estimations faites sur différents rayons,

*** Bois altéré, bonne lisibilité des cernes comptés, présence de fragments d'écorce à certains endroits du tronc indiquant un nombre limité de cernes manquants.

**** Bois peu altéré, écorce présente, cernes mesurés ou lisibles jusqu'à la fin de la série, date de mort exacte.

‡ Intervalle de calibration obtenu avec la technique du wiggle matching (programme OxCal 4.1 ; Bronk Ramsey et al, 2001) sur les deux dates indiquées.

**La date entre parenthèses représente la date de mort utilisée pour la discussion (estimation centrale de l'intervalle de calibration + distance à la fin de la série dendrochronologique).

Les résultats des déterminations réalisées sur les échantillons sont reportés dans le Tableau 3.1. Ils indiquent une faible diversité spécifique. A l'exception de *Pinus cembra*, les seules autres espèces échantillonnées sont *Acer sp.* (4 occurrences), *Larix decidua* (1 occurrence) et *Picea abies* (1 occurrence).

L'âge cambial moyen des échantillons subfossiles prélevés à la Mer de Glace est de 219 ± 87 ans (inclus l'estimation de la distance à la moëlle pour les échantillons où elle est manquante). Cette valeur caractérise des arbres matures au moment de leur mort. A noter l'âge cambial moyen élevé des trois troncs d'*Acer* échantillonnés : 256 ± 107 ans.

Des datations ^{14}C ont été effectuées sur 28 échantillons et donnent des âges allant de l'actuel à 3390 BP. Huit bois ne sont contraints que par des dates ^{14}C , auxquels s'ajoutent 5 échantillons (branchettes) prélevés dans des litières qui n'ont pas fait l'objet de mesure dendrochronologique (Secteur 1, Site # 3). Le détail des âges ^{14}C est présenté en Annexe B.

Certains des échantillons ont été datés de façon absolue *a posteriori*, apportant un contrôle indépendant sur les âges ^{14}C . L'écart moyen entre l'estimation centrale de l'intervalle de calibration (moyenne pondérée et âge médian) et l'âge absolu de l'échantillon est respectivement de 75 ± 50 ans et 77 ± 54 ans selon ces deux méthodes (Fig. 3.27).

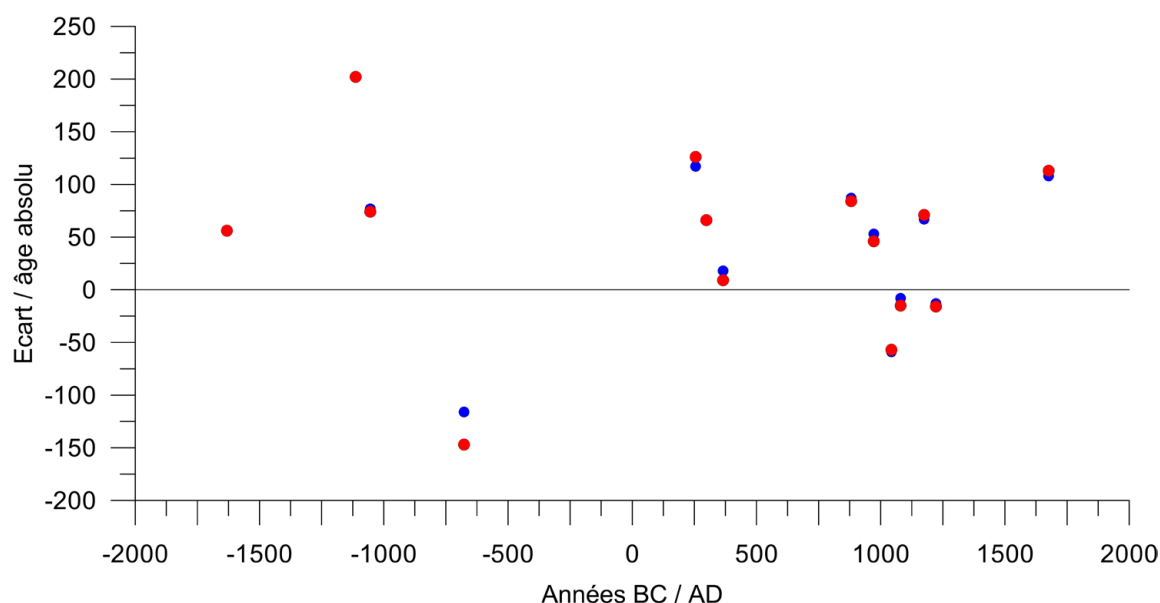
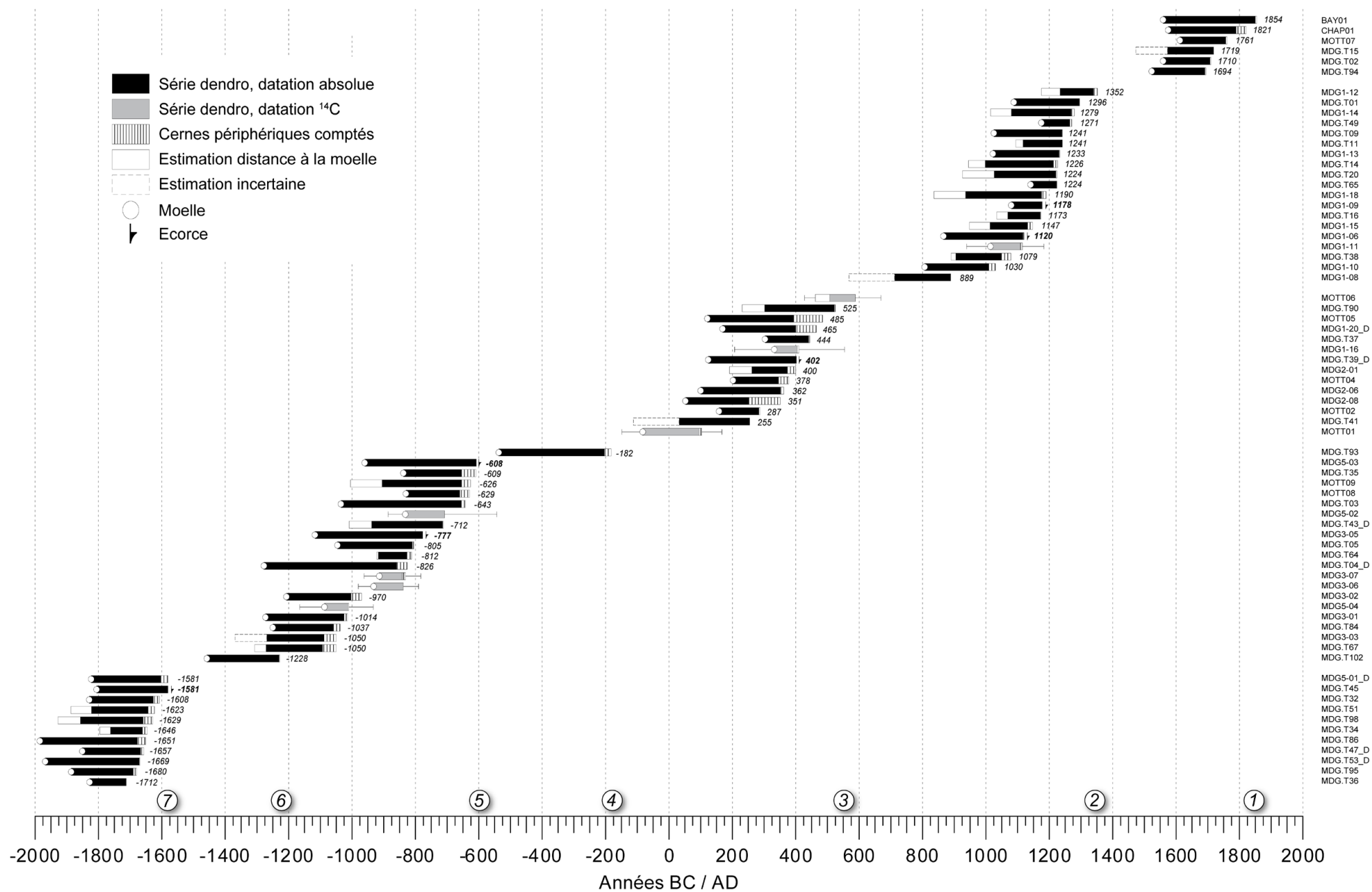


Fig. 3.27. Ecart à l'âge absolu (dendrochronologique) des échantillons datés au ^{14}C , selon deux estimations du point central de l'intervalle de calibration : moyenne pondérée (bleu) et âge médian (rouge).

Les âges dendrochronologiques des bois subfossiles couvrent les quatre derniers millénaires et se regroupent en périodes bien distinctes (Fig. 3.28) :

Fig. 3.28. (ci-contre) Datations dendrochronologiques et ^{14}C des bois subfossiles de la Mer de Glace. Ne sont représentés que les bois qui ont fait l'objet de mesures dendrochronologiques. Les dates de fin des séries sont indiquées (les valeurs en gras indiquent les âges de mort exacts). Les grandes périodes climatiques sont numérotées (1 à 7, voir texte).



(1) La période du **PAG** est peu représentée et les échantillons faiblement préservés. Seul CHAP01, bois détritique échantillonné ~50 m sous la limite du PAG (mais à l'aval immédiat d'une dalle rocheuse raide rapidement lessivée du dépôt morainique après le retrait du glacier ; site #1) pourrait représenter un arbre tué par la poussée glaciaire du début du 19^e s (date de mort 1821+). Le cas échéant, il indiquerait l'avancée la plus importante depuis la fin du 16^e s sur ce site (Chapeau/Mauvais Pas). La souche BAY01 échantillonnée sur la crête au site #6 date de 1851+, mais l'écorce n'est pas présente. La date de germination, vers 1550 AD, indiquerait également une absence de perturbation par le glacier sur ce site (situé sur l'actuel rebord d'érosion de la moraine) pendant la durée de vie de l'arbre.

(2) La **période médiévale** est la mieux représentée. Ces datations concernent quasi exclusivement le Secteur 1. C'est la période possédant l'empreinte géomorphologique la plus marquée puisqu'une partie des bois échantillonnés est en contact avec un paléosol (Site #6, S2). Le niveau supérieur (S1, -11 m, Fig. 3.14G) contient un bois du 14^e s (1352+) et deux bois plus anciens (MDG1-13 et 1-18). Le niveau inférieur (S2, -15 m, Fig. 3.14E) donne un âge maximum de 1279+ AD (MDG1-14) pour un recouvrement. Le bois détritique MDG.T01, bien préservé et indiquant une date de mort à 1296 AD pourrait provenir de cette strate.

La dispersion des âges au sein de ces deux strates médiévales indique vraisemblablement des troncs qui sont restés longtemps en surface, et qui étaient donc altérés lors de leur recouvrement (e.g. MDG1-10, site #5, dans le niveau intermédiaire à -13 m).

Sur le site #4, les bois datent également de la **période médiévale** mais sont situés stratigraphiquement beaucoup plus bas (entre -19 et -27 m) qu'au site #6. De plus, leur état de préservation est meilleur. Les échantillons MDG1-06 et MDG1-09 sont morts au 12^e s (1120 et 1178 AD, dernier cerne présent dans les deux cas), et les âges des branchettes datées au ¹⁴C dans plusieurs horizons de litières sableuses étagées dans cette ravine (Fig. 3.13B-C) indiquent des âges similaires aux dates dendrochronologiques, et non distinguables entre 1067 et 1169 AD⁷ (S1a-S5). Le fragment MDG1-08, daté 889+ AD, et situé à la base du profil, est vraisemblablement remobilisé. La partie périphérique de cet échantillon paraît manquante.

(3) La **période du Göschenen II** est représentée par une strate située à -24 m et identifiable sur deux sites éloignés (#3 et #6). Au site #3 l'échantillon MOTT06 en contact avec un paléosol a donné un âge ¹⁴C de 588 AD⁸, cohérent avec les âges dendrochronologiques des échantillons MOTT05 (485+ AD) et MOTT04 (378+ AD) situés quelques mètres à l'aval dans la même ravine (Fig. 3.12D). La strate S3 du site #6 (-24 m) est datée au ¹⁴C à 411 cal AD. Un âge dendrochronologique de cette période a également été déterminé pour l'échantillon MDG1-20_D (465+ AD) trouvé en surface dans une ravine voisine (Site #7).

Le niveau marqué par l'échantillon MOTT02 (site #3, ~ -75m) est daté à 287+ AD. L'échantillon MOTT01 (*Acer sp.* ; Fig. 3.7F) situé 7 m plus bas n'a pas encore pu être synchronisé sur une référence. Malgré la longueur de la série, cette absence de résultat dendrochronologique est sans doute due à l'hétéroconnexion, et aux difficultés de mesure des échantillons d'*Acer*. Cet échantillon est donc seulement contraint par une date radiocarbone à 105 cal AD. Ces échantillons sont bien préservés et significatifs.

⁷ Les âges ¹⁴C sont présentés selon l'estimation centrale (moyenne pondérée) de l'intervalle de calibration à 2σ.

⁸ Dans le cas où les cerne échantillonnés ne sont pas les cerne périphériques, la distance à la fin de la série est ajoutée à cette valeur.

Les trois échantillons datés de la seconde moitié du 4^e s AD au site #9 (-115 m à -95m ; MDG2-01, 2-06, 2-08) indiquent potentiellement des arbres remaniés. L'échantillon 2-01 était en surface sur le bas de la moraine en place et a donc été probablement libéré récemment des niveaux contenant les échantillons 2-06 et 2-08.

(4) La fin de l'Age du Fer n'est représentée que par un seul bois détritique (MDG.T93), trouvé à l'aval de la ravine majeure qui sépare les secteurs 2 et 3. Ce tronc est daté du début du 2^e s BC (182+ BC).

(5) La période du Göschenen I est également très bien représentée. Cinq échantillons ont été datés de la fin du 7^e s BC sur deux sites. S'agissant des bois en place, les strates de cette époque sont situées entre 34 m (Site #11) et 60 m sous la crête (site #2). Les bois les plus significatifs de cette période sont MDG5-03 (608 BC) et MOTT09 (626+ BC). L'échantillon détritique MDG.T35, trouvé à 10 m du bas de la moraine en place, au milieu du secteur 5 (*i.e.* ~au niveau du site #11) pourrait appartenir à la même strate que MDG5-03. Une date de mort très proche a été déterminée malgré le dénombrement difficile des cernes externes (609+ BC).

La strate S1 du site #10 est datée au ¹⁴C à 840 cal BC et n'est pas distinguable sur cette base de la strate S2, dont l'échantillon très significatif MDG3-05 indique une date de mort en 777 BC (Fig. 3.16A-C).

La strate S3 du même site (-91 m) est clairement distincte (Fig. 3.16A), et sa datation repose sur plusieurs âges dendrochronologiques (le plus récent est MDG3-02, 970+ BC). L'âge ¹⁴C de la souche *in situ* MDG5-04 à 1050 cal BC (Site #11, S2) pourrait être en lien chronologique avec cette strate mais sa position (-56 m) rend difficile une corrélation entre les deux niveaux.

(6) Un bois détritique échantillonné au secteur 5 (MDG.T102) indique une date de mort à la fin de l'optimum climatique de **l'âge du Bronze**, à la fin du 13^e s BC (1228+ BC).

(7) Les datations les plus anciennes appartiennent à la **période du Lössen** et proviennent du site le plus à l'amont (site #12). L'échantillon MDG5-01 indique une date de mort peu après 1581 BC. Cet âge est très cohérent avec la date de mort à 1581 BC (écorce présente) d'un bois détritique trouvé également au secteur 5 (MDG.T45) et avec les âges de huit autres bois détritiques du secteur 5 qui ont tous des dates de mort dans le siècle précédent (Fig. 3.28).

La Figure 3.29 présente la synthèse des datations sur les arbres prélevés en place (ou faiblement remaniés) dans la moraine latérale droite de la Mer de Glace.

Les isochrones ont été tracées sur la base des corrélations entre des strates présumées de même âge. Elles représentent l'altitude minimale de la marge du glacier lors de l'enfouissement des bois qui a permis leur conservation.

Fig. 3.29. (page suivante) Représentation des affleurements de bois subfossiles datés de la moraine latérale droite de la Mer de Glace. La position des bois est représentée en terme de dépression / crête PAG. Les isochrones (lignes couleur) matérialisent la marge du glacier au moment de l'enfouissement des bois. Noter la rupture dans l'axe des abscisses entre les secteurs MOTT et MDG, et le changement d'échelle au Secteur 1. Les âges des strates indiqués ne prennent en compte que les datations des bois représentés (*i.e.* non détritiques).



Trois échantillons ont renvoyé des âges ^{14}C modernes (MDG.T25, MDG1-01 et MDG1-02). Ils appartiennent respectivement à deux « strates » contenant 6 et 4 bois. La première a été échantillonnée à 1700 m dans une rupture de pente au milieu du tablier d'éboulis au pied du secteur 1, la seconde à 1745 m dans le flanc N de la ravine séparant les secteurs 1 et 2 (Site #8, Fig. 3.15). La distance séparant les deux sites est de 300 m. Les troncs avaient, au sein de chaque groupe, la même orientation (respectivement perpendiculaires et parallèles à la direction d'écoulement de la glace). Les troncs échantillonnés sur le tablier reposaient dans des sables recouverts de till colluvionné tandis que les bois du site #8 étaient emballés dans du till en place.

Les échantillons de ces deux groupes ont fait l'objet de mesures dendrochronologiques qui montrent qu'ils étaient contemporains. Ces séries sont courtes (52 ± 12 ans) ; celles qui comportaient le dernier cerne indiquent une date de mort commune en 1979 AD (Fig. 3.30).

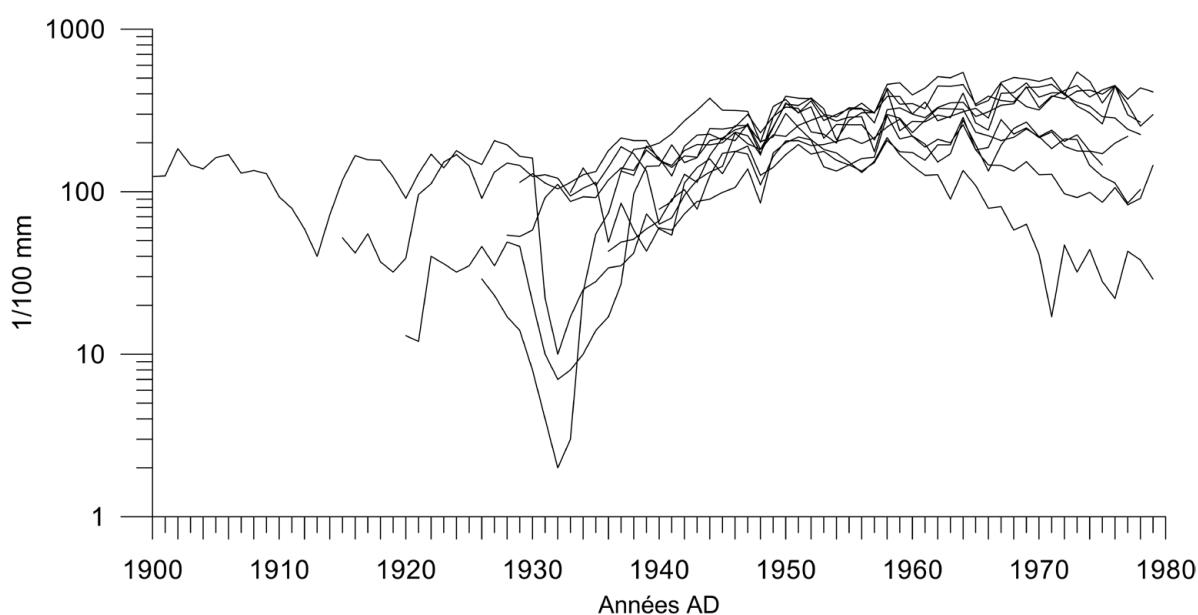


Fig. 3.30. Interdatation des échantillons modernes de la marge proglaciaire (tablier secteur 1 et site #9, $n = 10$). Le dernier cerne est conservé sur quatre échantillons et indique une mort commune en 1979 AD. Données brutes de largeur de cernes. Noter le patron de croissance caractéristique d'arbres juvéniles.

Afin d'estimer l'ampleur des avancées glaciaires qui ont enfoui les troncs, les positions des échantillons datés ont été comparées avec l'altitude de la surface du glacier pour différentes périodes du 20^e s. Les profils en travers localisés sur la Fig. 3.10 ont été calculés sur des MNT existants de la surface du glacier, issus de la digitalisation de cartes anciennes et de restitutions photogrammétriques de prises de vues aériennes (Vincent, 2002 ; Nussbaumer et al, 2007).

Les résultats sont présentés sur la Figure 3.31. Les analogues pour l'épaisseur du glacier au niveau des strates médiévales (13^e et 14^e s) ne sont pas disponibles au 20^e s. Ces épaisseurs sont probablement de l'ordre des avancées PAG de 1850 ou 1867, si l'on se réfère aux positions matérialisées par les cordons morainiques frontaux (Fig. 3.10).

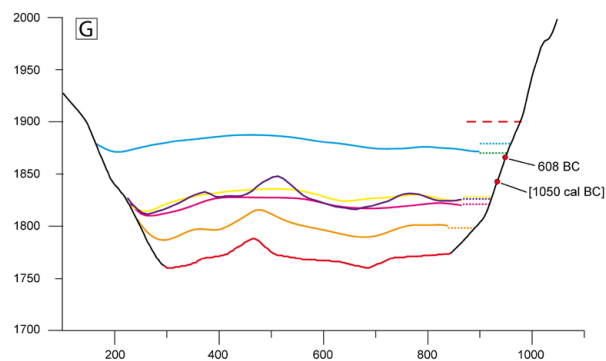
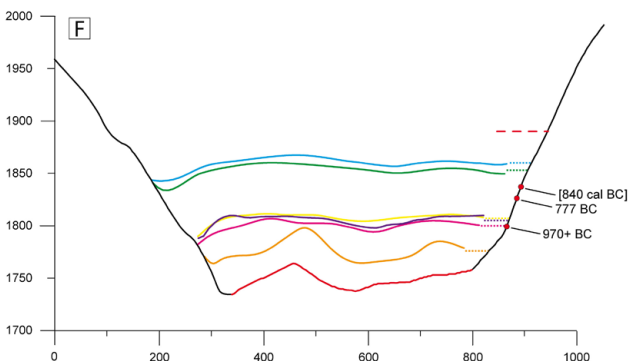
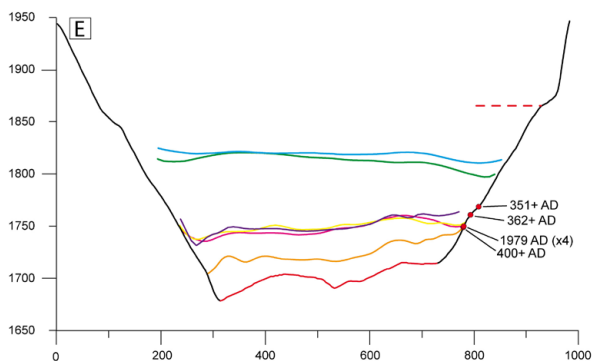
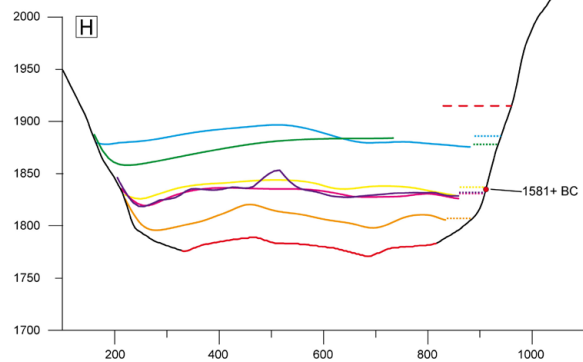
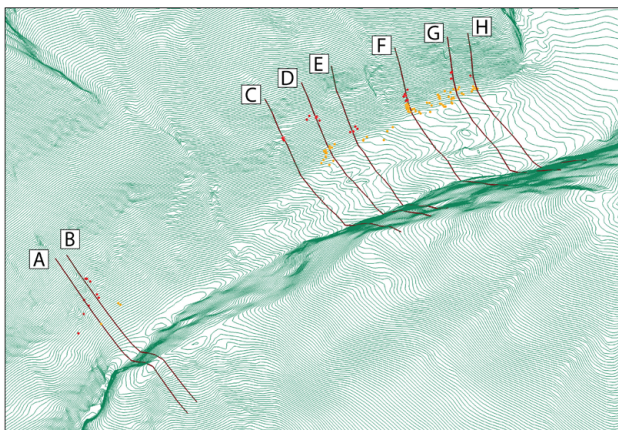
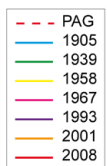
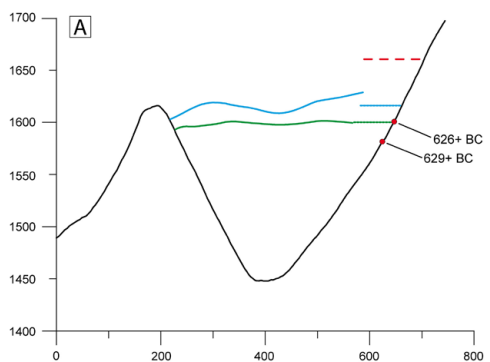
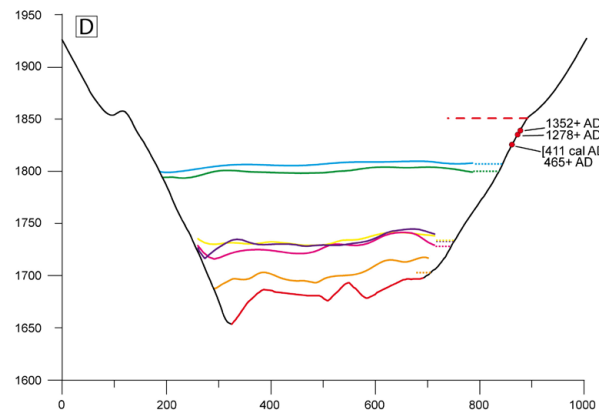
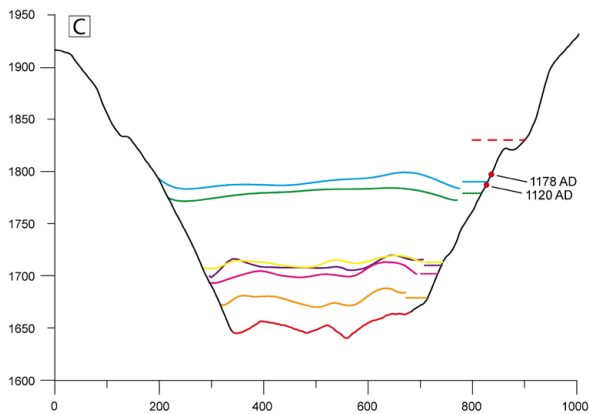
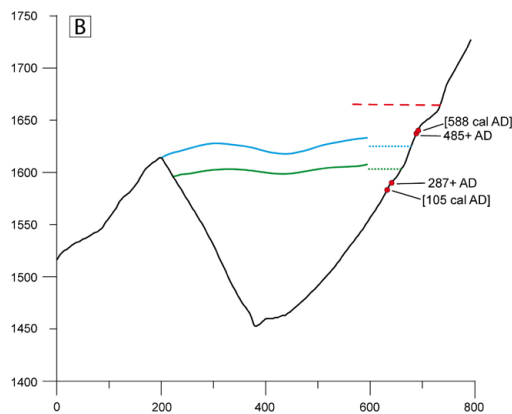


Fig. 3.31. (ci-contre) Comparaison entre l'altitude des bois en place dans la moraine latérale droite de la Mer de Glace et l'altitude de la surface du glacier pour plusieurs périodes du 20^e s. Les pointillés correspondent à la moyenne de l'altitude calculée sur la largeur de la langue. (Exagération verticale x 2).

Les bois du Göschenen II (datés entre le 4^e s et le 6^e s AD sur les sites #3 et #6) correspondent à des niveaux de glace intermédiaires à l'épaisseur de 1905 et à celle du maximum PAG ; tandis que les bois du 12^e s AD (Site #4, MDG1-09) correspondent à une épaisseur de glace légèrement supérieure à celle de 1905.

Les deux échantillons datés de la fin de la période romaine (2nd et 3^e s AD, site #3) correspondent à un niveau de glace légèrement inférieur à celui de 1939, mais une contrainte plus précise n'est pas possible car ce profil a été déglacé suite à la décrue de la décennie 1940. En revanche, les bois de la fin du 7^e s BC correspondent sur les deux sites (#2 et #11) à l'extension de 1939 et permettent d'avoir une idée relativement précise de l'extension du glacier à ce moment de l'avancée glaciaire (Fig. 3.31A et G ; Fig. 3.32).

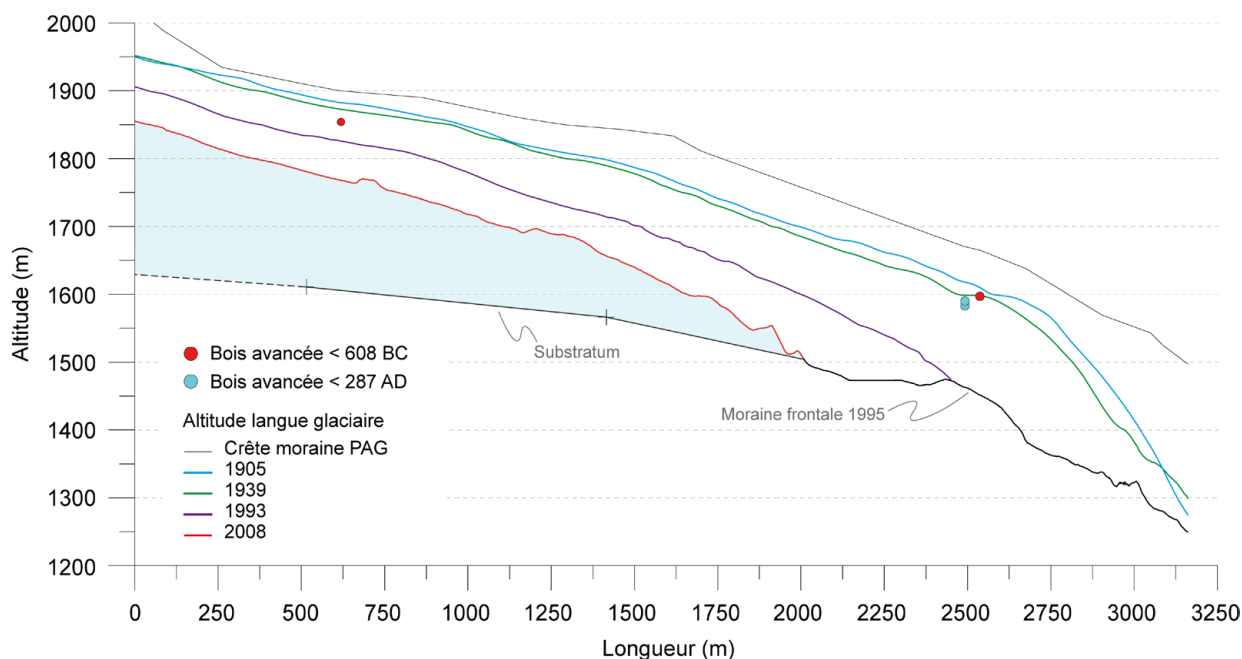


Fig. 3.32. Comparaison entre les profils longitudinaux de la surface du glacier pour 3 périodes du 20^e s (voir Fig. 3.10 pour localisation) et la position des échantillons marquant des avancées de la Mer de Glace au 7^e s BC et au 3^e s AD. L'altitude de la moraine PAG a été interpolée entre les points mesurés et ne représente donc pas les secteurs ravinés (cette altitude sous-estime légèrement l'altitude du centre du glacier lors des périodes d'avancées du PAG). La raideur du front des deux positions de la première moitié du 20^e s est due à sa position dans la gorge de l'Arveyron. L'altitude du lit est contrainte par deux points sur ce secteur (Exagération verticale x 2,5).

Les bois en place du début du Göschenen I correspondent respectivement à une épaisseur du glacier de l'ordre de celle du milieu des années 1940 pour la strate S2 du site #10 (8^e s BC, échantillon MDG3-05) et de l'ordre de 1967 pour la strate S3 (10^e s BC).

Le seul bois en place de la période du Löbben est situé au niveau de l'altitude du glacier de 1960 (site #12).

A noter que les bois du 4^e s considérés comme ayant été remobilisés car situés entre 115 et 95 m sous la crête (site #9) – ainsi que les bois modernes du site #8 (-110 m) – se situent au niveau du glacier de la fin des années 1960 (Fig. 3.31E). Cette position est légèrement en deçà de celle de l'avancée qui a culminé au milieu des années 1990 (~10 m).

3.4.2. Glacier d'Argentièr

19 échantillons ont été prélevés sur ce site (12 dans le lambeau de moraine en place, et 7 dans la marge proglaciaire). Des mesures dendrochronologiques ont été effectuées sur 16 échantillons, dont 7 (44%) ont pu être synchronisés de façon absolue. Deux datations ¹⁴C ont été faites sur des bois mesurés en dendrochronologie. Les résultats sont présentés dans le Tableau 3.2. Le détail des datations est disponible en Annexe A et B.

Echantillon	Espèce	Moelle	Dernier cerne présent	Série dendro (comptés)	Dates dendro (comptés)	†	Echantillon ¹⁴ C (n°cerne)	Age ¹⁴ C	Intervalle calibration 2σ	Age median	Moy. Pond.*
ARG01	PICE	O	–	164 (164)	–	***	120-129	1230+/-30	689-882 AD	789	786 (826)
ARG11	PICE	O	–	139 (145+)	271-409 (415+) AD	***					
ARG04	PICE	O	–	174 (179+)	–	**	120-129	2100+/-30	197-46 BC	-122	-123 (-68)
ARG.T07	PICE	O	–	173 (194+)	1418-1246 (1225+) BC	**					
ARG.T06	PICE	6	–	148 (150+)	1831-1684 (1682+) BC	*					
ARG10	PICE	O	–	220 (235+)	1926-1707 (1692+) BC	**					
ARG.T01	PICE	O	–	174 (175+)	1876-1703 (1702+) BC	*					
ARG09	PICE	O	–	126 (145+)	1871-1746 (1727+) BC	**					
ARG07	PICE	O	–	75 (90+)	1905-1831 (1816+) BC	**					

Tab. 3.2. Synthèse des datations dendrochronologiques et ¹⁴C sur les bois subfossiles du glacier d'Argentièr. † Niveau de confiance de l'estimation du nombre de cernes périphériques manquants, (même nomenclature que le Tab. 3.1) ; * La date entre parenthèses représente la date de mort utilisée pour la discussion (voir Tab. 3.1).

L'âge cambial moyen des échantillons du glacier d'Argentièr est plus faible qu'à la Mer de Glace (163 ± 52 ans) mais reste élevé (inclus les échantillons mesurés et non datés). Tous les échantillons appartiennent à *Pinus cembra*.

Trois bois de la strate S1 ont été mesurés mais aucune position de synchronisation n'a pu être trouvée entre les échantillons – ni avec la référence EACC – malgré des séries longues (e.g. ARG03 : 227 cernes). Ces résultats indiquent vraisemblablement des conditions de croissance particulières liées au site, et des dates de mort échelonnées sur une longue période. La date ¹⁴C de ARG01 indiquerait que certains des bois de S1 sont morts au début du Moyen Age (~826 cal AD).

La datation ¹⁴C de ARG04 à 68 cal BC confirme qu'il s'agit d'une strate distincte de S1, avec une date de mort pendant la période romaine.

L'échantillon ARG11 (415+ AD) est un bois échantillonné à -108 m dans des colluvions. Il a sans doute été remobilisé d'une strate qui n'a pas été identifiée.

Comme à la Mer de Glace, les périodes de l'âge du Bronze et du Lössen sont bien représentées avec 5 échantillons. L'échantillon ARG08 (S5), potentiellement plus vieux n'a pu être daté.

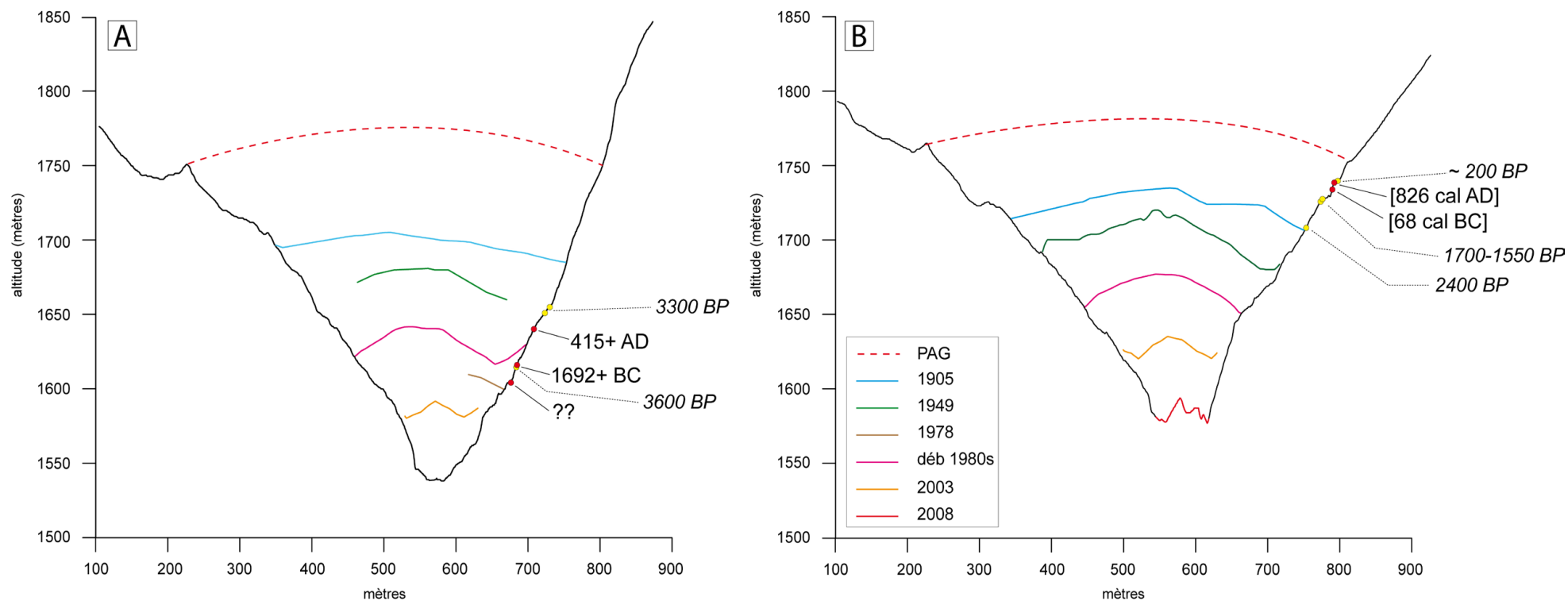


Fig. 3.33. Comparaison de l'altitude des bois datés dans la moraine latérale droite du glacier d'Argentières avec l'altitude de la langue à différentes périodes du 20^e s selon deux profils (localisation : Fig. 3.18). La position des bois datés par Bless (1984) sur le même secteur est donnée à titre indicatif (dates en italiques) d'après les altitudes rapportées par cet auteur. (Exagération verticale x 2).

Les profils en travers mesurés sur les MNT issus de cartes anciennes et de restitutions photogrammétriques indiquent pour les deux strates supérieures S1 et S2 une épaisseur de glace comprise entre le niveau de 1905 et le maximum PAG (1640/1820), c'est à dire vraisemblablement de l'ordre de 1860/1850 (Fig. 3.33B). Le niveau des bois en place datés du 17^e s BC aurait été similaire à celui du début des années 1980 (Fig. 3.33A).

3.4.3. Glacier des Bossons

Les datations ^{14}C ont été effectuées sur 5 bois différents (6 échantillons). Seuls deux échantillons ont été prélevés après mesure dendrochronologique. Les autres correspondent approximativement aux 10 cernes périphériques (Tab. 3.33).

Echantillon	Espèce	Dernier cerne présent	Série dendro (comptées)	Echantillon ^{14}C (n° cerne)	Age ^{14}C	Intervalle calibration 2σ	Age median	Moy. Pond.
BOS05	PCAB	O	69	~10 derniers	1565+/-35	417-569 AD	488	491
BOS17	PCAB	O	54 (55)	43-52	1625+/-30	353-536 AD	432	447
BOS08	A PCAB	O	71	~10 derniers	1700+/-35	254-414 AD	344	337
	B PCAB			1-9	1680+/-30	258-424 AD	366	359
BOS12	PCAB	?	—	~10 derniers	1770+/-35	136-377 AD	266	265
BOS13	PCAB	—	167 (167+)	~10 derniers	2460+/-30	756-414 BC	-592	-596

Tab. 3.3. Résultats des datations ^{14}C sur les bois subfossiles du glacier des Bossons.

En nous fondant sur la situation des bois (Fig. 3.24B) et la présence de l'écorce et du dernier cerne formé sur un certain nombre d'échantillons, nous émettons l'hypothèse que les dates ^{14}C mesurées sur les bois de cette strate correspondent à un même événement, responsable de la mort des arbres. La probabilité cumulée des âges ^{14}C des échantillons de la strate S2 (BOS05, 17, 08) représente donc l'intervalle de mort probable des arbres. Seules les dates représentant les cernes périphériques sont pris en compte. L'échantillon BOS12 n'a pas été intégré car il est situé 3 m plus bas que la strate principale.

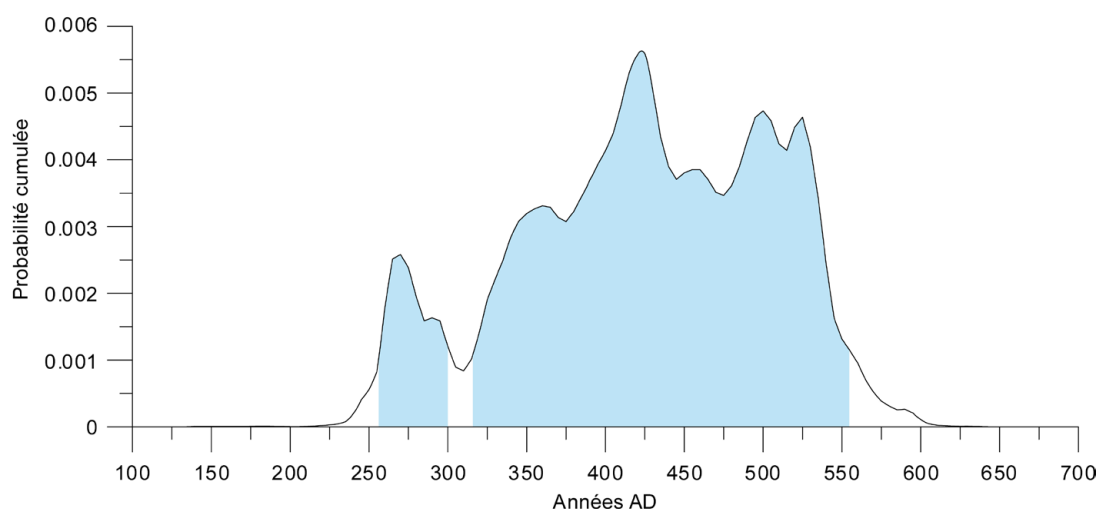


Fig. 3.34. Probabilité cumulée des dates ^{14}C (2σ) représentatives de la mort des arbres de la strate S2 du glacier des Bossons.

La probabilité cumulée des dates calibrées à 2σ couvre la période 257-555 AD (Fig. 3.34). Cependant le résultat négatif du test du Chi2, portant sur la similarité des distributions, montre que les âges ne peuvent pas être combinés car ils sont statistiquement différents au seuil de 95% ($T=7.5$, $\text{Chi2}(.05)=5.99$, $dl=2$).

Pour tenter d'affiner le calage chronologique de ces échantillons, des mesures dendrochronologiques ont été effectuées sur les six bois les mieux conservés et qui possèdent des séries suffisamment longues. Ces séries ont pu être synchronisées (Fig. 3.35), mais leur longueur (42-71 ans) et le fait qu'il s'agisse d'arbres dans la phase de croissance juvénile, limitent le signal commun. Les valeurs d'interdatation sont donc relativement faibles.

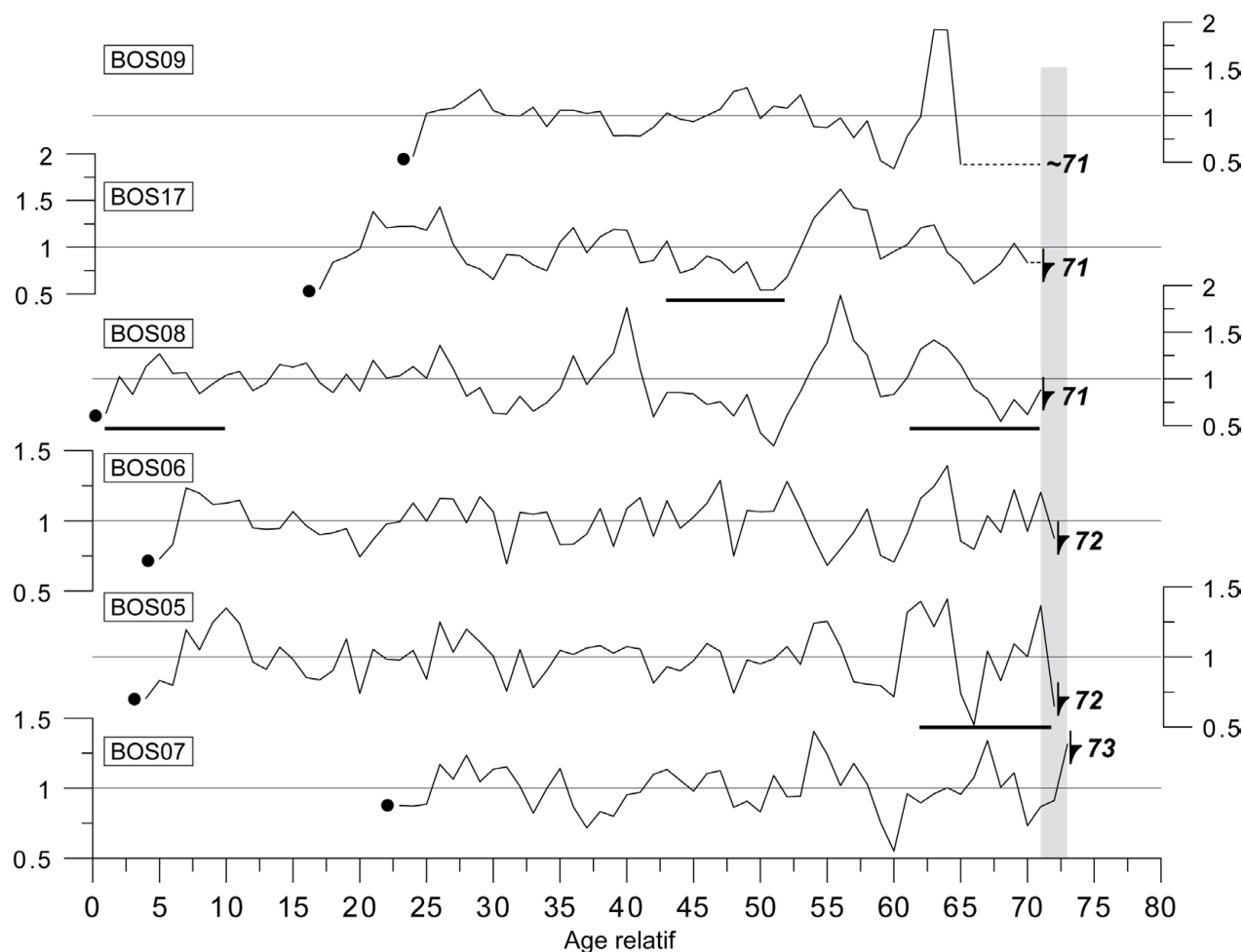


Fig. 3.35. Séries indicées des échantillons du glacier des Bossons en position de synchronisation (standardisation : spline 30 ans). Les barres horizontales représentent la position des échantillons ^{14}C . La date du dernier cerne formé est indiquée. Les dates de mort s'échelonnent sur une période de ~2 ans (grisé).

Les tentatives d'interdatation des séries des Bossons sur les références de *Picea abies* des Alpes orientales n'ont donné aucun résultat stable (K. Nicolussi com. pers. ; voir Annexe A, p 333). Les limites évoquées concernant la longueur des séries et l'altitude du site ne permettent pas de dégager un signal dendrochronologique régional.

Les quatre plus longues séries (BOS05, 06, 08, 17) ont été moyennées pour former la chronologie BOS_GII. Cette chronologie a été comparée à la référence de *Pinus cembra* locale (MB_3 ; Chapitre

4), basée exclusivement pour cette période sur des bois de la Mer de Glace (site distant de 7 km). Cette chronologie couvre en partie la période des âges calibrés du site des Bossons (Fig. 3.34) mais la réplication n'est supérieure à 2 échantillons que sur la période 50-440 AD.

Les cinq meilleures positions de l'interdatation sont listées ci-dessous. La meilleure position est 287-357 AD, ce qui correspond à un intervalle où la référence est bien répliquée (voir § 4.1.4). Le Glk indique une très bonne concordance entre les deux séries. D'autre part, l'examen visuel est bon (Fig. 3.36)

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	TV	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
BOS_GII	MB_3	72	76	***	0,2	2,9	2,5	21	286	357
BOS_GII	MB_3	65	67	**	8,7	2,5	3,6	20	25	96
BOS_GII	MB_3	72	64	*	6,3	2,6	2,1	15	399	470
BOS_GII	MB_3	72	74	***	7,9	1,3	2,6	14	419	490
BOS_GII	MB_3	72	66	**	5,6	0,9	3,3	14	221	292

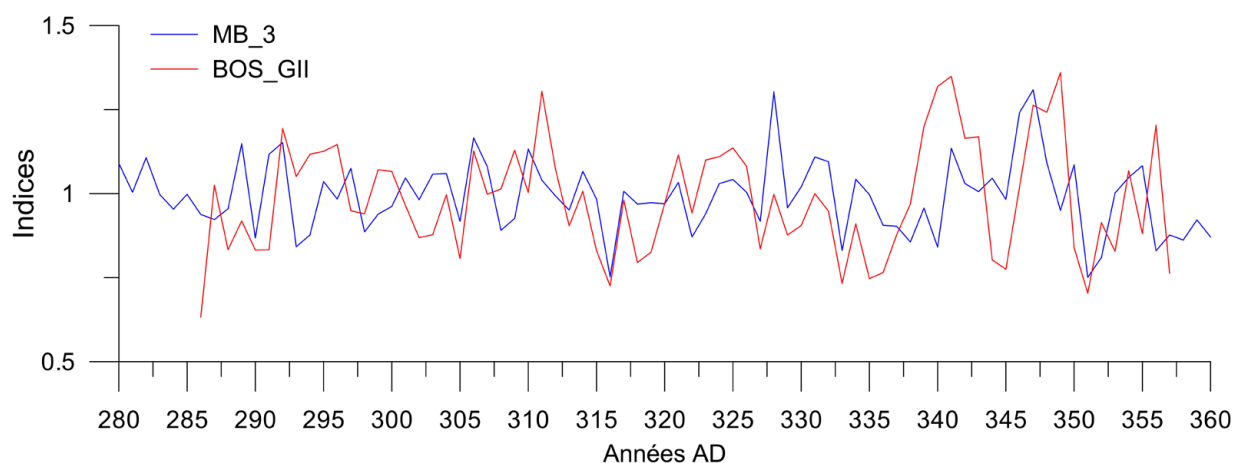


Fig. 3.36. Chronologie BOS_GII en position de synchronisation sur MB_3 (voir texte). Les deux chronologies sont standardisées avec une spline flexible (30 ans) pour souligner les variations de haute fréquence.

Les statistiques obtenues en raccourcissant de 5 ans la chronologie BOS_GII (afin de supprimer les derniers cerne, qui traduisent probablement une croissance perturbée par la proximité de la marge glaciaire) sont meilleures :

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	TV	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
BOS_GII_k	MB_3	67	80	***	0,5	3,1	3,4	26	286	352
BOS_GII_k	MB_3	60	66	**	7,5	2,3	3,4	18	25	91
BOS_GII_k	MB_3	67	64	*	6,9	2,8	2,2	16	399	465
BOS_GII_k	MB_3	67	61	*	7,3	2,6	2,2	15	300	366
BOS_GII_k	MB_3	67	63	*	6,2	1,9	2,5	14	40	106

La préservation du dernier cerne formé sur cinq des six échantillons autorise la datation relative (et une tentative de datation absolue) de la mort de ces arbres (Tab. 3.4).

Echantillon	Moelle	Série dendro	Dernier cerne mesuré *	Cernes périph. comptés	Dernier cerne	Date de mort	
						Age relatif	calendaire
BOS09	O	42	65	~6	71 ?	71 ?	356 AD ?
BOS17	O	54	70	1	71 complet	hiver 71/72	hiver 356/357 AD ?
BOS08	O	71	71	—	71 complet	hiver 71/72	hiver 356/357 AD ?
BOS06	O	68	72	—	72 incomplet (~10 cell. bois final)	été 72	été 357 AD ?
BOS05	O	69	72	—	72 incomplet (~15 cell. bois final)	été 72	été 357 AD ?
BOS07	O	51	73	—	73 complet	hiver 73/74	hiver 358/359 AD ?

*Tab. 3.4. Dates de mort des échantillons du glacier des Bossons en chronologie relative, et âges calendaires hypothétiques correspondants. *se réfère à la chronologie relative dérivée de l'interdatation des échantillons.*

Les résultats indiquent des dates de mort échelonnées sur une période de deux années (Fig. 3.35). Le dernier cerne formé n'est pas totalement complet sur deux échantillons (BOS05, BOS06), indiquant une mort pendant la saison estivale (seules quelques cellules de bois final sont présentes).

En conclusion, plusieurs éléments indiquent de façon indiscutable que ces arbres ont été tués par une avancée glaciaire :

- i) les dates de mort diachroniques, mais qui concernent un intervalle de temps court ;
- ii) le contexte topographique du site (moraine non contrainte), et le fait que la CLPA⁹ (feuille AJ68 ; Cemagref, 2009) ne mentionne des couloirs d'avalanche seulement en rive gauche sur ce site. Ceux-ci sont de plus d'une emprise très limitée (<30 m) ;
- iii) la présence de l'écorce et du dernier cerne formé sur la grande majorité des échantillons ;
- iv) des dates de mort en été pour certains échantillons, alors que peu de processus géomorphologiques sont susceptibles d'entraîner la mort d'arbres à cette saison.

Selon ces résultats préliminaires, cette crue aurait pu avoir lieu au milieu du 4^e s AD. Néanmoins, la confirmation des âges calendaires est soumise à l'échantillonnage de bois supplémentaires, susceptibles de fournir de plus longues séries. L'âge déduit de la synchronisation sur MB_3 est en effet légèrement plus vieux que l'intervalle de calibration à deux sigmas des datations ¹⁴C de certains échantillons (BOS05, BOS17), et la référence locale est peu répliquée voire ne couvre pas la seconde partie du Göschenen II. Une avancée au 6^e s AD ne peut donc pas totalement être exclue.

⁹ Carte de Localisation des Phénomènes d'Avalanche (<http://www.avalanches.fr/epaclpa/1public/CLPA.htm>)

3.4.3. Glacier de Trient

Sur ce site, 5 échantillons ont été prélevés (dont deux qui appartiennent potentiellement au même arbre). Toutes les séries ont pu être datées en dendrochronologie. Les valeurs d'interdatation de TRI01 sont très faibles, même avec les autres bois du même site. Cet échantillon possède en effet un patron de croissance très perturbé (bois de réaction et chutes de croissance cycliques). Pour cet échantillon, la meilleure position de synchronisation est cohérente avec la datation de la partie périphérique (TRI01b). Les résultats sont présentés dans le Tab. 3.5.

Echantillon	Espèce	Moelle	Dernier cerne présent	Série dendro (comptés)	Dates dendro (comptés)	†
TRI01	PICE	O	—	178	853-1030 AD	—
TRI01b	PICE	—	—	77 (80+)	1055-1131 (1134+) AD	*
TRI02	PICE	O	—	281 (299+)	969-1249 (1267+) AD	*
TRI05	PICE	O	—	304 (324+)	759-1062 (1082+) AD	*
TRI06	PICE	> 15	—	235 (237+)	902-1136 (1138+) AD	**

Tab. 3.5. Résultats des datations dendrochronologiques effectuées sur le site du glacier de Trient.

† Niveau de confiance de l'estimation du nombre de cernes périphériques manquants, (même nomenclature que le Tab. 3.1).

Tous les bois appartiennent à la période médiévale, avec des dates de mort aux 12^e s et 13^e s. Mis à part TRI06 – sur lequel un morceau d'écorce est visible sur une partie du tronc – les échantillons sont assez altérés en périphérie (Fig. 3.7C), et il n'est pas possible de savoir combien de cernes manquent.

L'âge cambial moyen des échantillons est très élevé sur ce site : 310 ± 25 ans.

3.5. Interprétation des datations et discussion

3.5.1. Les variations néoglaciales de la Mer de Glace

L'interprétation des dates de mort des arbres subfossiles en termes de fluctuations glaciaires, évoquée à la Section 3.1, dépend de l'état de préservation des bois et du contexte topographique et sédimentologique de l'échantillonnage.

Les arbres préservés (présence de l'écorce sur tout le tronc), échantillonnés en place à l'aval immédiat d'affleurements du substratum rocheux, ou en contact avec une paléo-surface (paléosol, litière, ou horizon oxydé pouvant indiquer la présence de ce dernier) sont supposés avoir été peu remaniés et quasi *in situ* (*i.e.* même altitude que le lieu de croissance, faible distance horizontale).

Les âges dendrochronologiques obtenus sur des troncs reposant en surface sur les crêtes des moraines actuelles (sites BAY, Fig. 4.2D ; et TRI, Fig. 3.26A) indiquent en effet que l'écorce n'est plus présente après quelques années (< 20 ans) dans le cas d'une exposition à l'air libre. Ces observations confortent l'interprétation selon laquelle les arbres subfossiles sur lesquels l'écorce est bien conservée ont été tués par une avancée du glacier ou enfouis très peu de temps après. Par ailleurs, ils sont très proches de leur emplacement de croissance car le transport aurait érodé l'écorce.

Les strates de bois majeures (développement horizontal, présence d'un paléosol... ; *e.g.* S2 site #6) sont interprétés comme une accumulation de troncs d'arbres matures tombés du versant, semblable à l'analogie contemporain fourni par le site BAY (Fig. 4.2D). Dans tous les cas, la date de mort (approchée si absence d'écorce) fournit un âge maximum pour le dépôt du till sus-jacent, et minimum pour le till sous-jacent.

Les arbres du tablier d'éboulis sont supposés appartenir aux strates datées de la même époque qui ont été identifiées à proximité, ce qui est confirmé par les observations de terrain.

C'est sur cette base qu'une chronologie de l'activité des glaciers du MMB peut être proposée.

La Figure 3.37 présente une synthèse des variations de la Mer de Glace d'après la position des sites de bois subfossiles datés. La méthodologie suivie repose sur les règles suivantes :

(1) Les strates sont représentées par la date de mort de l'arbre en place le plus jeune et la date de mort du plus ancien. Cet intervalle représente la période pendant laquelle les bois se sont accumulés, et matérialise donc une absence de dépôt du glacier de façon **certaine** sur la crête de la moraine (même dans le cas où il s'agit d'arbres tombés du versant). Les dates de germination les plus anciennes des arbres probablement *in situ* indiquent une absence du glacier de façon **probable**, celles des arbres potentiellement tombés du versant indiquent une absence **possible** du glacier (ce dernier degré de confiance s'applique également aux dates de germination basées sur l'estimation de la distance à la moelle, qui peut être plus ou moins fiable, voir Fig. 3.28).

(2) Le cas échéant, l'intervalle défini en (1) a été étendu avec les datations des arbres détritiques supposés appartenir à la même strate, soit :

- sur la base d'observations de terrain (*e.g.* aucun bois n'ayant été échantillonné sous le site #4, tous les bois détritiques médiévaux sont attribués aux strates S1 et S2 du site #6 à l'aval duquel un grand nombre ($n > 15$) de bois détritiques ont été échantillonnés) ;
- sur une base chronologique, *i.e.* lorsque deux strates distantes ont été corrélées (Fig. 3.29). Les dates de mort de l'arbre le plus jeune et de l'arbre le plus ancien supposés appartenir à cette strate marquent donc l'absence **probable** du glacier au niveau de la strate. Si les dates de

germination les plus anciennes des arbres détritiques étaient antérieures à celles des arbres en place, elles ont été ajoutées pour indiquer une absence **possible** du glacier.

(3) Lorsqu'un seul bois a été daté dans un niveau donné, le niveau de confiance **certain** est représenté par un figuré ponctuel. En effet si cet arbre n'est pas *in situ*, la longueur de la série dendrochronologique n'indique pas une période de retrait du glacier du niveau de la strate de façon certaine, donc :

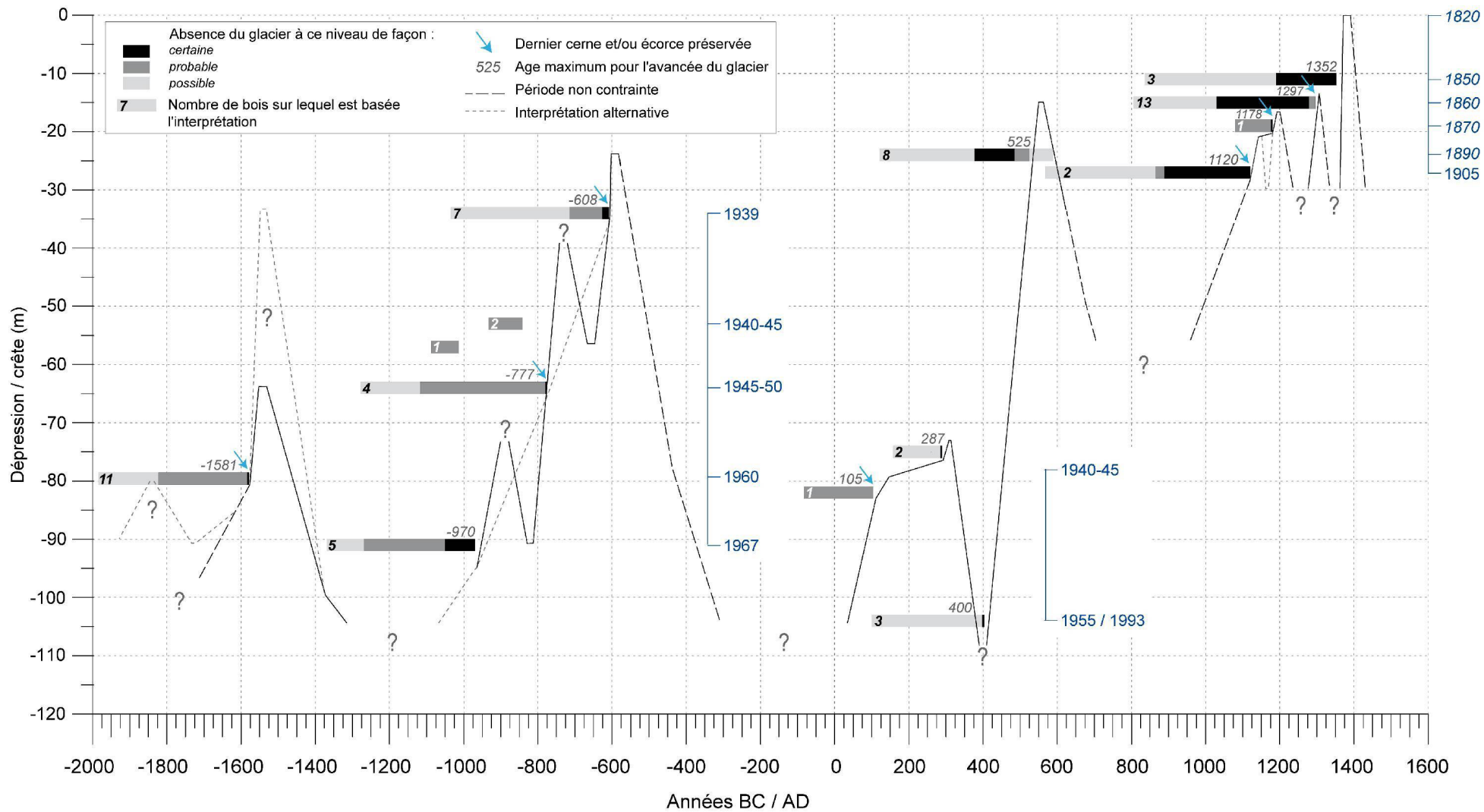
- dans le cas d'arbres probablement *in situ* la longueur de la série est figurée pour représenter cette absence de façon **probable** ;
- dans le cas d'arbres pour lesquels il n'existe pas d'informations sur l'origine du site de croissance, la longueur de la série a été figurée pour refléter une absence **possible** du glacier du niveau de la strate.

(4) Les dates ^{14}C ont été intégrées à la représentation de la même manière que les dates dendrochronologiques (série ancrée à l'échelle calendaire par le biais de l'estimation centrale comme expliqué au 3.2.2.1). Lorsque la date de mort la plus récente d'une strate est représentée par l'extrémité d'une série datée au ^{14}C , le niveau de confiance **possible** est attribué à cet intervalle. Quand une strate n'est datée qu'au ^{14}C , le niveau de confiance **probable** est accordé à l'intervalle.

(5) L'altitude maximale atteinte par la marge du glacier lors d'une avancée x est représentée par l'altitude de la strate recouverte par l'avancée $x+1$, en supposant que des bois ont commencé à s'accumuler sur cette surface nouvellement déposée pendant la période de retrait consécutive à l'avancée x .

(6) L'échelle des ordonnées représente la distance verticale des strates par rapport à la crête PAG. Néanmoins, cette échelle ne retranscrit pas la hiérarchie relative des différentes avancées de façon satisfaisante sur l'ensemble de la marge proglaciaire. En effet, les dépressions calculées sur les strates du secteur aval (MOTT) sont légèrement supérieures à celles du secteur amont (MDG) pour les avancées qui ne sont pas de l'ordre des maxima (e.g. 7^e s BC). Pour cette raison, une seconde échelle variable dans le temps a été figurée. Elle est basée sur la comparaison de l'altitude des strates avec des altitudes connues du glacier aux 19^e s et 20^e s (Fig. 3.31), et permet d'avoir une représentation fiable de l'amplitude relative des avancées d'une même période.

Fig. 3.37. (ci-contre) Variations altitudinales de la Mer de Glace (marge latérale droite) entre 2000 BC et 1400 AD. Pour chaque période de progression les dates dendrochronologiques donnent un âge maximum pour la culmination de l'avancée. Noter la seconde échelle en ordonnée, variable dans le temps (en bleu, voir texte).



Position / altitude de référence du glacier aux 19° - 20° S

Interprétation et discussion

La première avancée datée à la Mer de Glace appartient à la phase du Lössen. Les preuves données par les deux échantillons les mieux préservés (MDG5-01 et MDG.T45) indiquent que le glacier a tué des arbres à partir de **1581 BC** (et potentiellement dès la fin du 17^e s BC), et a dépassé le niveau de 1960 peu de temps après 1581 BC. Tous les arbres datés se situant dans le même secteur, on peut avancer qu'il existait à cette époque un boisement de *Pinus cembra* dans les dalles rocheuses du secteur des Echelets (~1830 m). Le maximum atteint lors de cette poussée glaciaire n'est pas contraint, mais il a vraisemblablement été de l'ordre du niveau de 1945-50 (altitude de la strate 2 du site #10), voire du niveau de 1939 (altitude de la strate 1 du site #11). Le niveau du glacier antérieur à cette avancée n'est pas contraint. Deux scénarii sont proposés sur la Figure 3.37 (voir également les § 3.5.3 et 4.4.1).

Les arbres datés dans la strate S3 du site #10 indiquent ensuite une recolonisation du secteur de *bedrock* immédiatement à l'amont, potentiellement dès 1370 BC, et de façon probable vers 1273 BC. L'âge maximum pour l'avancée qui a tué et recouvert ces arbres est **970 BC** et correspond au niveau de 1967. L'intervalle de croissance des échantillons datés dans la strate S2 du même site indique que lors de cette avancée du 10^e s BC des arbres poussaient sur ce secteur. Cette avancée a donc peut-être atteint le niveau de 1960 mais sans dépasser celui de 1945-1950 – sinon les arbres de la strate S2 auraient été tués dès cette période.

La position d'un seul des échantillons appartenant à la strate S2 est connue (MDG3-05). Sa mort en **777 BC** indique que le glacier a alors dépassé le niveau de 1945-50 et peut-être atteint le niveau de 1939. En effet, MDG5-02 et 5-03 (strate S1 du site #11), échantillonnés en place, ne se situent pas à proximité d'un secteur de *bedrock*, et sont donc supposés tombés du versant sur une paléosurface. Dans ce cas, l'âge de dépôt de la surface sur laquelle ils se sont accumulés est contraint par la date de mort de l'échantillon détritique le plus vieux attribué à cette strate (MDG.T43_D) à 712 BC. L'avancée du 8^e s aurait donc culminé entre 777 et 712 BC et atteint le niveau de 1939.

Les âges ¹⁴C des échantillons des strates S1 du site #10 et S2 du site #11 paraissent trop vieux pour rentrer dans le schéma énoncé. Les premiers sont sans doute originaires du même secteur que les échantillons de la strate S2 ; leur enfouissement pourrait être contemporain de l'avancée qui a recouvert S2 si l'on prend en compte un intervalle légèrement plus jeune que celui donné par le *wiggle matching* des deux âges (894-798 cal BC). S'agissant de la souche MDG5-04, cet échantillon a pu rester en place quelques décennies après sa mort, qui n'est peut être pas liée à l'activité du glacier.

Après un court retrait, les arbres de la strate S1 du site #11 sont finalement recouverts peu après **608 BC**. Lors de cette avancée, le glacier a potentiellement atteint le niveau de 1905 (niveau des strates S1 du site #3 et S3 du site #6).

Nous ne disposons pas de données pour contraindre le niveau du glacier à la fin du Göschenen I et pendant le début de la période romaine. L'hypothèse d'un retrait peut être faite par analogie avec les données paléoclimatiques d'un optimum à cette période (Chapitre 2 ; mais voir aussi le § 3.5.3).

La preuve d'une avancée glaciaire dès le 2nd siècle AD est apportée par l'échantillon MOTT01. Ce tronc d'*Acer sp.* de grande dimension est considéré *in situ* étant donné la préservation de l'écorce sur toute la surface du tronc et sa position relativement éloignée du versant. Son recouvrement indiquerait la présence du glacier au niveau de 1940-45 immédiatement après **105 cal AD** (datation ¹⁴C), mais vraisemblablement plus tard étant donnée la date de mort postérieure à **287 AD** de MOTT02

échantillonné 7 mètres à l'amont sur le même profil (la datation dendrochronologique est considérée ici plus fiable que la date ^{14}C , même si l'échantillon MOTT01 est le plus significatif).

Après ce maximum atteint à la **fin du 3^e s AD** – ou au **début du 4^e s AD** – la preuve d'un retrait du glacier jusqu'à un niveau similaire à celui de 1955/1993¹⁰ est donné par les échantillons probablement remaniés MDG2-01, MDG2-06 et MDG2-08 (site #9), qui sont les seuls de cette période à être localisés aussi bas par rapport à la crête.

La datation des bois modernes sur le site voisin (#8 ; Fig. 3.15) et sur le tablier d'éboulis sous le secteur 1 fournit un analogue potentiel pour expliquer ces âges stratigraphiquement trop jeunes. La colonisation de la marge proglaciaire étant exclue, les bois modernes ont vraisemblablement été tués par une avalanche (bois final du dernier cerne formé). Leur échantillonnage dans du till indique qu'ils ont été remaniés par le glacier puis réincorporés à la moraine déposée lors de la dernière avancée du début des années 1990. Cette hypothèse est confortée par le fait que le site #8 se trouve quelques mètres sous l'altitude atteinte par le glacier à cette date (Fig. 3.31E). D'autre part, l'orientation parallèle à l'écoulement de la glace, et la préservation de l'écorce et des cernes périphériques sur les échantillons du site #8 indiquent qu'ils n'étaient pas soumis à une dégradation météorique. À l'inverse, les arbres modernes du tablier d'éboulis ont sans doute été déposés lors du retrait, ce qui explique leur position perpendiculaire à la pente et leur état de décomposition relativement avancé.

Les dates obtenues au site #9 indiqueraient donc également des bois tombés sur le glacier et repris lors d'une avancée. Ils dateraient alors le début de la seconde avancée du Göschenen II, postérieure à **400+ AD** sur le site #9, après une position plus retirée, ou égale, à celle de 1955/1993. Cette date est concordante avec la date de mort d'un échantillon détritique trouvé au pied du secteur 1 (MDG. T39_D) en 402 AD (écorce présente), qui a connu une forte chute de croissance avant sa mort. Cet arbre, dont la localisation originelle n'est pas connue, pourrait donc également marquer le début de cette avancée du 5^e s AD.

Au milieu du 5^e s AD le glacier est vraisemblablement en progression puisqu'il atteint un nouveau maximum au 6^e s, probablement **entre 525 et 588 AD**, respectivement les dates de mort de l'arbre détritique le plus jeune attribué à cette strate, et de l'échantillon en place le plus jeune (MOTT06, supposé *in situ*, site #3, date ^{14}C). Le maximum atteint à cette période correspond sans doute à la surface sur lequel s'est établi le sol de la strate S2 du site #6. Il représente donc une avancée culminant 15 m sous la crête du PAG, à une altitude de l'ordre de celle du glacier en 1860. Au site #3, cette avancée a recouvert le paléosol au contact duquel a été échantillonné MOTT06. Les échantillons MOTT04 et 05, trouvés immédiatement à l'aval, sont supposés avoir été recouverts pendant la même avancée. Le second repose dans un niveau de graviers et de sables laminés riches en feuilles, indiquant une période de stationnement de la marge glaciaire avant son recouvrement.

Une période de retrait suit immédiatement cette avancée puisque des bois sont à nouveau disponible (base du profil du site #4) à partir de ~570 AD. Cependant, cette date provient de l'estimation de la distance à la moëlle sur un échantillon qui n'est pas considéré comme *in situ* de façon certaine (MDG1-08).

La position du glacier n'est pas contrainte pendant le début de la période médiévale. Il n'a cependant pas dépassé de façon certaine le niveau de MDG1-06 (-27 m) entre la seconde moitié du 9^e s et le début du 12^e s. Cet échantillon est en effet interprété comme *in situ*, étant donné son degré de

¹⁰ Ces deux dates sont caractérisées par des extensions similaires de la Mer de Glace (voir Fig. 2.15)

conservation exceptionnel (écorce, absence de compression) qui indique un enfouissement sur place. Le fait que le dernier cerne formé n'ait pas de bois final sur cet échantillon (indiquant une mort en début d'été) et les niveaux de litières trouvés à proximité renforcent cette interprétation. Le glacier a donc atteint un niveau de l'ordre de celui de 1905 en **1120 AD**. Cette avancée du 12^e s a culminé peu après **1178 AD**, comme le prouve l'échantillon MDG1-09 situé 8 m plus haut sur le même profil (-19 m). Les dates ¹⁴C non distinguables obtenues sur les litières étagées le long de ce profil entre -31 et -19 m (échantillons S1a à S5, Tab. 3.1 ; Fig. 3.13B-C) témoignent également d'une marge du glacier en progression pendant tout le 12^e s. Le glacier avait donc en 1178 AD une extension comparable à celle 1870¹¹, mais sans atteindre celle de 1860 – matérialisée par la strate S2 du site #6 à -15 m – puisque des arbres se sont accumulés sur cette dernière jusqu'à la fin du 13^e s.

Le glacier a probablement reculé à la fin du 12^e s, mais il connaît un nouveau niveau élevé dès la fin du 13^e s quand il recouvre la strate S2 du site #6 après 1279 AD – et plus probablement **après 1296 AD** comme l'indique la date de mort de l'arbre le plus jeune attribué à cette strate (MDG.T01). Il faut souligner ici que la distinction entre les bois détritiques des deux strates médiévales du site #6 est impossible du point de vue chronologique. Nous avons donc attribué les bois détritiques à S2 car la présence d'un paléosol et la forte densité d'arbres en contact avec cette paléo-surface indique qu'elle représente la crête de la moraine pendant l'Optimum Médiéval. Concernant MDG.T01, la présence des derniers cernes plaide pour un recouvrement rapide après sa mort, voire même pour une mort directement due au glacier. Cet échantillon aurait été soumis à une exposition en surface plusieurs décennies supplémentaires s'il avait appartenu à S1 (<1352 AD), ce qui n'aurait pas favorisé cette préservation.

Les intervalles d'occupation *certaine* attribués aux strates S1 et S2 semblent indiquer une accumulation contemporaine de bois sur ces deux niveaux. Cette apparente contradiction pourrait s'expliquer par un grand nombre de cernes manquants sur les séries des arbres les plus vieux attribués à S1, ou par le fait qu'il s'agisse d'une même paléo-surface.

La datation acquise sur l'échantillon MDG1-12 (S1 ; Fig. 3.14G), localisé dans un épais niveau argileux, donne un âge maximum pour l'avancée qui a déposé sur ce site tout ou partie des 11 m de matériaux morainiques séparant ce niveau de la surface actuelle (Fig. 3.14C). L'avancée du 14^e s a donc eu lieu **après 1352 AD** sur ce site. Les derniers cernes ne sont pas préservés sur l'échantillon MDG1-12 : une contrainte plus précise n'est donc pas possible.

La date de germination de la souche BAY01, indiquant que cet arbre était déjà établi au milieu du 16^e s, donne un âge minimal pour la stabilisation de la surface concernée. Nous émettons l'hypothèse qu'il s'agit du premier maximum paroxysmal du PAG – sans doute de l'ordre de l'avancée de 1820 – puisque l'arbre BAY01 a pu croître à quelques mètres de la crête de la moraine de cette période pendant toute la seconde partie du PAG (16^e s-19^e s).

3.5.2. Les enseignements de l'enregistrement morainique de la Mer de Glace

A la Mer de Glace, les datations obtenues présentent une répartition spatiale en fonction de l'âge. Sur le secteur MDG, le gradient amont-aval des datations est particulièrement marqué (Fig. 3.38) :

¹¹ Les extensions de référence indiquées en italiques sont des hypothèses formulées par analogie avec les fluctuations frontales du glacier pendant la fin du PAG, puisqu'aucune donnée n'existe pour contraindre l'altitude de la marge au droit de la moraine latérale droite lors de cette période.

les échantillons datant de la période du Lössen ne se trouvent que sur le secteur 5, tandis que les échantillons de la période du Göschenen I concernent principalement le secteur 3, ceux du Göschenen II les secteurs 1 et 2, et ceux de la période médiévale le secteur 1.

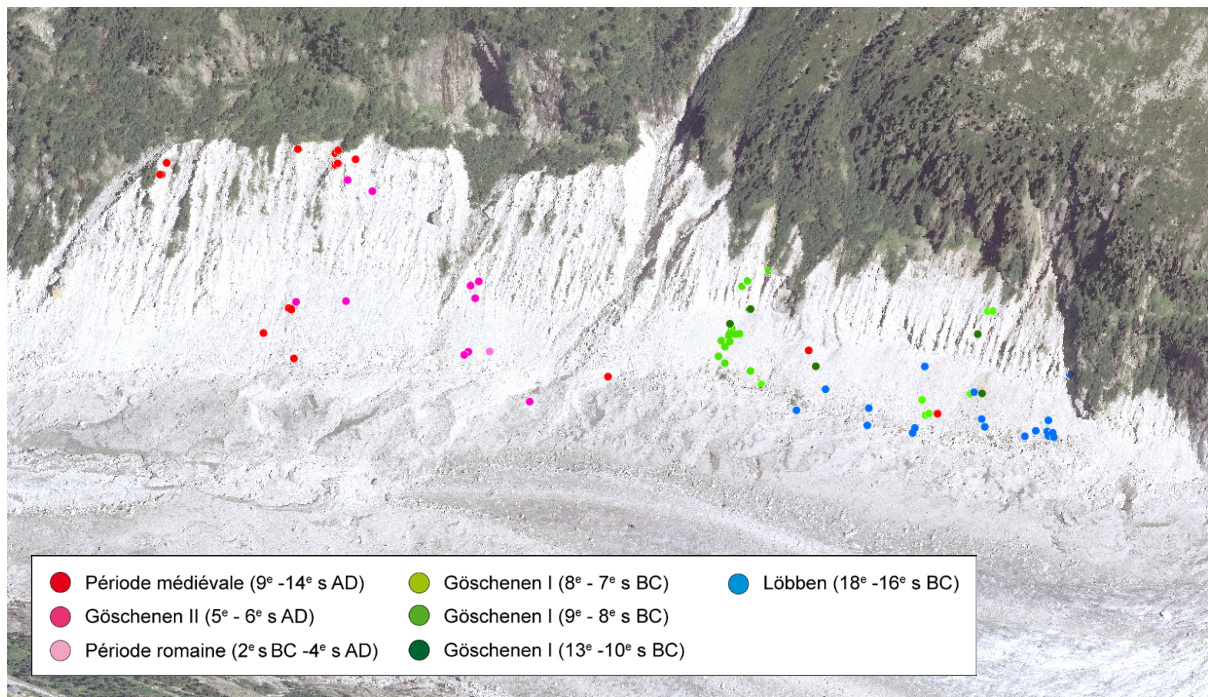


Fig. 3.38. Répartition spatiale des datations de bois subfossiles sur le secteur MDG de la moraine latérale droite de la Mer de Glace en fonction de l'âge. Tous les échantillons datés sont représentés, sans distinction des regroupements par « arbre » effectués pour l'interprétation. Le sens d'écoulement du glacier est de la droite vers la gauche.

Cette répartition pourrait traduire la tendance de long terme à des crues glaciaires d'ampleur croissante sur la période Néoglaciale, qui a souvent été rapportée (*e.g.* Ivy-Ochs et al, 2009) et observée dans l'enregistrement morainique (Fig. 2.24).

Cependant, elle reflète sans doute également des différences de conservation des bois subfossiles selon les secteurs, en lien avec une érosion variable du matériel morainique. La moraine latérale droite de la Mer de Glace s'est principalement construite par accrétion distale, mais des avancées d'amplitudes moyennes ont également déposé du matériel de façon proximale. Suivant ce schéma les sédiments les plus anciens (et les débris organiques associés) sont les plus proches du bedrock (voir Fig 2.18B). L'affleurement de nombreux secteurs de bedrock sur les secteurs 3 et 5 témoigne d'un placage morainique d'épaisseur relativement faible, inférieur à celle du secteur 1. La conséquence est l'exposition par érosion de sédiments plus anciens, et donc des bois subfossiles qui leurs sont associés.

Une répartition similaire des datations à l'échelle de la marge proglaciaire a déjà été notée sur d'autres glaciers alpins (*e.g.* Gepatschferner : K. Nicolussi, com. pers.)

L'enregistrement de la Mer de Glace montre que la conservation d'une avancée $x+1$ de moindre ampleur qu'une avancée x est possible dans ce contexte (moraine latérale contrainte topographiquement et ne présentant qu'une seule crête).

A trois reprises, des positions inférieures aux crues précédentes sont enregistrées : i) l'avancée du

10^e s BC ; ii) la contrainte sur le niveau de retrait entre les deux avancées du Göschenen II vers 400 AD ; et iii) l'enregistrement de la crue du 12^e s, apportant la preuve d'une avancée de grande ampleur à la fin de la période médiévale.

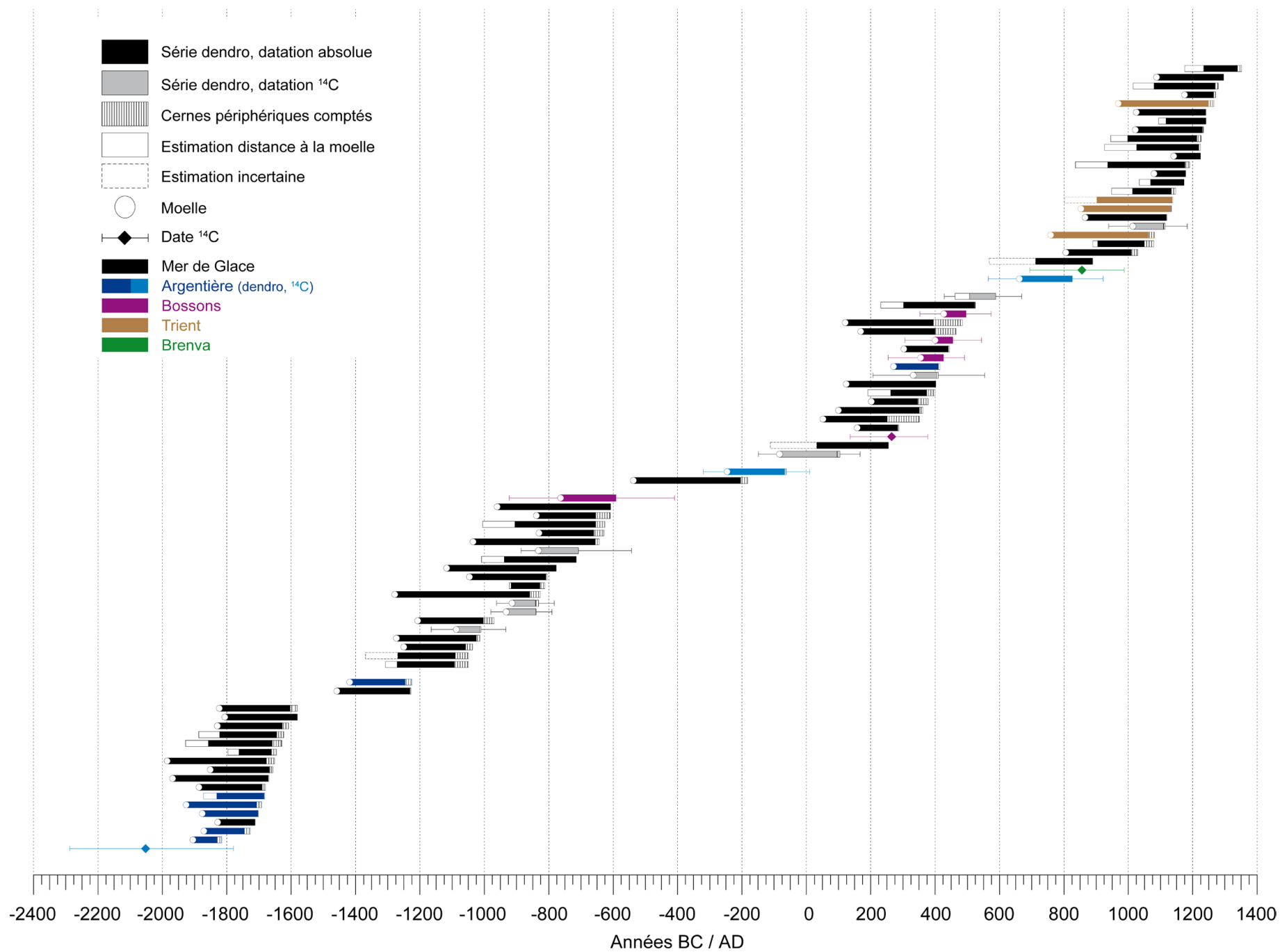
Nous postulons que les facteurs favorisant l'identification de ces périodes sont :

- 1) le ravinement des versants proximaux des moraines latérales. Lorsque le glacier ré-avance, sa marge devient le niveau de base de la ravine qui est « scellée » par des dépôts juxtaglaciaires (e.g. passées sableuses métriques au site #4). Ces cycles de ravinement et de comblement ont été décrits également par Osborn (1986). Samolczyk (2011) rapporte aussi des âges ¹⁴C similaires le long d'une strate sableuse parallèle à la paléo-face proximale, indiquant un dépôt par accrétion proximale.
- 2) La recolonisation de ces espaces par la végétation – notamment les dalles de bedrock (après lessivage du placage morainique) qu'affectionne *Pinus cembra* – comme le montrent la répartition des bois échantillonnés sur les secteurs 3 et 5. La recolonisation de certains secteurs des faces proximales a également été mise en évidence au glacier inférieur de Grindelwald par Holzhauser et Zumbühl (1996 : 112) pendant les optima climatiques romains et médiévaux.

3.5.3. La complémentarité des sites du MMB

La Figure 3.39 présente l'ensemble des datations effectuées sur les quatre sites étudiés. Deux datations ¹⁴C de la littérature ont été ajoutées, qui apportent un éclairage sur des périodes lacunaires dans nos données. Il s'agit de dates significatives, sur bois trouvés en place, et présentées par les auteurs comme les preuves d'une avancée glaciaire. La plus ancienne concerne un bois associé à un paléosol situé 135 m sous la crête de la moraine latérale droite d'Argentièr, et daté 3665 ± 80 BP (UZ-422 ; Bless, 1984 ; voir Fig. 3.33). La seconde concerne un tronc exposé 8 m sous la crête du glacier de la Brenva incliné vers le glacier à 35° avec les racines exposées, et daté 1170 ± 55 BP (UW-465 ; Orombelli et Porter, 1982).

Fig. 3.39. (ci-contre) Synthèse des datations dendrochronologiques et ¹⁴C effectuées dans le MMB entre 2000 BC et 1400 AD. Deux dates ¹⁴C significatives de la littérature ont été ajoutées (voir texte). Les âges radiocarbone sur bois n'ayant pas fait l'objet de mesures dendrochronologiques sont représentés par leur estimation centrale et l'intervalle de calibration à 2σ.



La date de UZ-422, à 2288-1779 BC (valeur centrale : 2052 BC) indique selon l'auteur un âge maximal pour une avancée supérieure à l'extension de 1978. D'après son altitude et les autres bois en place datés par Bless (1984), nous émettons l'hypothèse que cette avancée aurait pu atteindre environ -100 m sous la crête et aurait été légèrement supérieure à l'avancée de 1990 AD. Cette date indique une avancée précédant la phase du **Löbben**, car elle est statistiquement différente de celle des deux strates (séparées d'1 m) datées vers 3300 BP (intervalle de calibration des datations ^{14}C s'étendant entre 1860 et 1220 cal BC, $n = 2$), interprétées par Bless comme deux crues glaciaires de même ampleur pendant le Löbben.

Les bois que nous avons échantillonnés dans ce secteur se trouvent à la même altitude que la strate datée par Bless, voire légèrement plus bas (puisque ARG08 (S5) – non daté – se situe 10 m plus bas, à -144 m). Les âges dendrochronologiques de S3 et des bois détritiques indiquent des dates de mort groupées et postérieures à 1682 BC (Tab. 3.2 ; Fig. 3.39), qui fourniraient un âge maximum pour une avancée pendant le Löbben. Ces différences d'altitude indiquent probablement qu'il s'agit de bois remobilisés ou ayant été enfouis sur la face proximale puisque les sols associés à cette phase par Bless (1984) se situent ~30 m à l'amont. Le pendage aval de ces troncs est cohérent avec cette explication (Fig. 3.21).

On peut noter également que les échantillons d'Argentièrè indiquent des âges légèrement plus vieux que les dates de mort déterminées à la Mer de Glace pour cette période. Même si les premiers sont en moyenne moins bien préservés, cette différence paraît significative et pourrait marquer le début de la phase d'avancée et le recouvrement d'arbres poussant sur la face proximale, ou indiquer un glacier en progression quelques années plus tôt du fait d'un temps de réaction plus court (voir Chapitres 2 et 4). Les dates de mort pendant le 17^e s BC sont cohérentes avec les datations existantes pour le Gepatschferner, qui montrent un premier maximum vers 1626 BC, et un second au milieu du 16^e s BC (chapitre 2) – ce glacier autrichien ayant dépassé son extension de 1950 dès 1659 BC.

Le site d'Argentièrè est donc l'un des rares à avoir livré une date anté-Löbben dans un contexte de moraines latérales de glacier alpin, ce qui prouve que la base de ces édifices date du début du Néoglaciare. Cette avancée est peut-être contemporaine de l'avancée de la fin du 3^e millénaire BC (voir § 2.3.3.4a et Section 5.4), mais la précision de la date ^{14}C ne permet pas d'être formel. Ce site paraît donc adapté pour essayer d'acquérir une contrainte dendrochronologique (échantillon ARG08 ?) sur cette phase glaciaire encore assez mal datée (*cf* Section 5.4).

Enfin, que ce soit à la Mer de Glace ou à Argentièrè, nous n'avons pas trouvé de preuves géomorphologiques indiquant deux avancées bien distinctes, et suffisamment espacées pour permettre une pédogénèse pendant la phase du Löbben, comme rapporté par Bless (mais voir le § 4.4.1).

La datation de deux bois détritiques à la Mer de Glace et à Argentièrè pour le **13^e s BC** avec des dates extrêmement proches (MDG.T102 : 1228+ BC ; ARG.T07 : 1225+ BC) indique vraisemblablement une avancée à cette période.

Même s'il s'agit de bois remobilisés, le schéma proposé pour la Mer de Glace (Fig. 3.37) montre que cette avancée aurait nécessairement été inférieure au niveau marqué par la strate S3 du site #10 dont la preuve d'occupation *probable* commence en 1273 BC. Une avancée de l'ordre du niveau de 1967 ou inférieure peut donc être proposée. Si l'on ne retient que le niveau d'occupation *certain*, cette avancée a pu être plus importante, comme au Gepatschferner où elle correspond à un niveau supérieur à celui de 1940 vers 1200 BC.

Au glacier des Bossons, la datation du bois en place BOS13 (-34 m) à 756-414 cal BC (valeur

centrale : 596 BC) indique une avancée pendant le **Göschenen I**. Elle aurait été supérieure au niveau de 1905 (Fig. 3.22), atteignant sans doute le niveau de 1890, et correspondrait à la troisième (et plus importante) avancée identifiée pendant le Göschenen I à la Mer de Glace (~608 BC).

A l'examen de la Figure 3.39, la période 600-0 BC se distingue à l'échelle des quatre derniers millénaires par le faible nombre d'échantillons disponibles. Ceci pourrait s'expliquer par de hauts niveaux glaciaires relativement constants (voir 2.3.3.4c), en deçà des maxima PAG, qui ne permettraient pas la recolonisation des marges proglaciaires et limiteraient le nombre de bois potentiellement recouverts. Cette explication est cohérente avec l'enregistrement de l'Oberer Landschitzsee qui indique que les températures de printemps et d'automne, ainsi que l'englacement du lac, ne traduisent un réchauffement que vers 400 BC (Schmidt et al, 2008).

Une explication additionnelle serait une possible baisse de la limite supérieure des arbres à cette période entraînant le déboisement du versant surplombant la moraine. Une chute de la limite supérieure de la forêt a en effet été identifiée dans les Alpes orientales à cette période (Nicolussi et al, 2005).

Deux échantillons ont des dates de mort contemporaine de la **fin de l'Age du Fer/début de la période romaine**. Il s'agit de l'échantillon détritique MDG.T93 à 182+ BC, et du tronc en place ARG04 échantillonné à ~15 m de la crête au glacier d'Argentière et daté au ^{14}C à 2100 ± 30 BP (~68 cal BC pour la mort de l'arbre). Ce second échantillon occupait un niveau traçable sur plusieurs mètres et contenant de nombreuses branchettes.

Ces datations peuvent être rapprochées de la date ^{14}C obtenue par Nicolussi et Patzelt (2001) à 2020 ± 70 BP et interprétée par les auteurs comme marquant une possible avancée du Gepatschferner jusqu'à un niveau de 1930 dans le 1^{er} siècle BC (~50 BC). La datation de ce niveau au glacier d'Argentière pourrait donc confirmer l'identification d'une avancée d'ampleur à cette période, car ce bois a été conservé du fait de son enfouissement. En effet, d'après la chronologie de la Mer de Glace, l'avancée postérieure en mesure d'atteindre ce niveau n'intervient qu'au 6^e s AD. Des preuves indirectes de conditions potentiellement favorables aux bilans de masse glaciaire à la transition Age du Fer/Période Romaine sont données par les taux de sédimentation (déterminés par mesure de l'épaisseur des varves) et les températures (reconstituées d'après la mesure de la silice biogénique) dans le lac de Silvaplana par Stewart et al (2011a ; 2011b).

Comme indiqué au § 3.4.3, la synchronisation dendrochronologique des échantillons de la strate S2 du glacier des Bossons n'est pas considérée comme certaine en l'état actuel des recherches. Si cette datation était avérée, elle indiquerait des maxima de l'ordre de 1860 sur ce glacier au **4^e s AD**. Cette avancée pouvant correspondre à la crue de moindre ampleur de la Mer de Glace après 287 AD, et à l'avancée supérieure à 1930 identifiée au Gepatschferner en 336 AD.

Certains éléments suggèrent une avancée importante dans le MMB au **9^e s AD**. Les strates ayant livré des âges ^{14}C de cette période aux glaciers d'Argentière (ce travail), des Bossons (Wetter, 1987) et de la Brenva (Orombelli et Porter, 1982) sont datées respectivement à 826 cal AD (ARG01), 869 cal AD (sol Bossons 6), et 856 cal AD (UW-465) pour des niveaux situés à 11, 11 m et 8 m sous la crête du maximum PAG. Ces âges sont très cohérents avec le maximum daté au Gepatschferner à 809 AD pour une extension supérieure à celle de 1920, et avec celui du glacier inférieur de Grindelwald à 834 AD (extension ≤ 1850 AD). Dans le MMB, les maxima atteints à cette époque sur les glaciers en question sont sans doute de l'ordre des avancées de 1850 ou 1860.

Les datations obtenues sur le site de Trient, indiquant un enfouissement après 1267 AD, sont

cohérentes avec l'enregistrement de la Mer de Glace sur la **période médiévale**. L'interprétation de ces âges se limite à l'identification d'un maximum PAG paroxysmal sur ce site intervenant à la fin du 13^e s ou au 14^e s. En effet, nous n'avons pas identifié de niveaux organiques pouvant représenter le paléosol de cette période. De plus, le nombre de cernes manquants sur trois des échantillons est inconnu mais potentiellement élevé. Enfin les âges sont stratigraphiquement inversés puisque la date la plus vieille correspond à TRI02, situé 6 m sous la crête. Mais le fait que ces échantillons reposent dans du till en place donne un âge maximum pour le secteur sommital de la moraine sur ce site.

3.5.4. Apports à la chronologie néoglaciale alpine et globale

La chronologie proposée pour la Mer de Glace est globalement très cohérente avec les chronologies alpines les mieux résolues (Nicolussi et Patzelt, 2001 ; Holzhauser et al, 2005). Les périodes d'avancées maximales paraissent donc être extrêmement synchrones à l'échelle alpine.

Les différences avec les grands glaciers suisses (Aletsch et Gorner) résident principalement dans l'identification :

- de niveaux relativement élevés dès la fin de la période romaine culminant autour de 300 AD (ou vraisemblablement un peu après), particulièrement au glacier des Bossons si la datation est confirmée. Cette première avancée du Göschenen II serait causée par une chute des températures estivales centrée sur les trois premières décennies du 4^e s, comme le montrent plusieurs reconstitutions récentes (Ljungqvist, 2010 ; Büntgen et al, 2011 ; Esper et al, 2012).
- de périodes d'avancées *potentielles* dans le MMB contemporaines de faibles niveaux glaciaires dans ces chronologies alpines, particulièrement à la fin du 13^e s BC et pendant la période romaine (~milieu du 1^{er} s BC). Ces avancées doivent donc être mieux contraintes spatialement et temporellement avant de pouvoir tirer des conclusions plus fermes. La proposition d'une avancée au début de la période médiévale au glacier d'Argentières est également intéressante ; elle correspondrait à un maximum PAG sur ce site (et sur 2 autres glaciers du MMB), alors qu'elle se situe à un niveau inférieur sur les plus grands glaciers alpins où elle a été datée.

Les périodes de retrait sont dans l'ensemble mal contraintes à la Mer de Glace. La Figure 3.37 indique des minima probables pendant : i) les 12^e et 11^e s BC, ii) la période romaine, et iii) le début de la période médiévale, mais des preuves ténues d'activité glaciaires existent pour ces deux dernières périodes (*cf* § 3.5.3). En revanche, une courte période de retrait potentiellement inférieure au niveau de 1993 a été identifiée vers 400 AD, qui correspond à un minimum supposé du glacier d'Aletsch à la fin du 4^e s AD (Holzhauser et al, 2005).

Au niveau global, la chronologie du MMB est également en phase avec les travaux récents sur les glaciers de montagne nord-américains (Canada) qui montrent notamment : i) une avancée datée à 3300 BP dans les Rocheuses (Luckman et al, 2011) ; ii) une phase de signification régionale (*Peyto/Tiedemann Advance*) vers 2800 BP (Ryder et Thompson, 1986 ; Wood et Smith, 2004 ; Luckman, 2006) ; iii) la bipartition de l'avancée du premier millénaire (*First Millenium Advance, FMA*), avec des maxima datés vers 375 cal AD et 605 cal AD (Reyes et al, 2006 ; Jackson et al, 2008) ; iv) des niveaux glaciaires élevés atteints avant la fin de l'Anomalie Climatique Médiévale au 12^e s AD (Koch et Clague, 2011) ; v) un premier maximum paroxysmal PAG atteint au 14^e s AD – conséquence des forts taux de progression des marges glaciaires enregistrés pendant le 13^e s (Luckman, 1995 ; 2000 ;

2006 ; Johnson et Smith, 2012).

Des similitudes existent également avec les chronologies glaciaires fondées sur l'analyse à haute résolution des sédiments lacustres en Islande, qui indiquent des maxima glaciaires centrés sur 550 AD et 1250 AD et un optimum climatique médiéval entre 950 et 1150 AD (Larsen et al, 2012).

3.6. Conclusion

L'utilisation, pour la première fois dans les Alpes occidentales, de la dendrochronologie pour contraindre les périodes d'avancées du Néoglaciale nous a permis de proposer une première chronologie glaciaire, basée sur le site de la Mer de Glace, et étayée par plus de 60 datations (Fig. 3.37).

Elle indique des maxima d'ampleur croissante sur les 4 derniers millénaires : ~1581 BC, ~608 BC, ~525 AD, 1178 AD, ~1297 AD, qui culminent au 14^e s (<1352 AD) – sans prendre en compte la seconde partie du PAG (1550-1850 AD) étudiée par ailleurs (Nussbaumer et al, 2007 ; Nussbaumer et Zumbühl, 2012). Elle confirme en outre le modèle de construction essentiellement néoglaciale des moraines latérales des glaciers alpins.

L'échantillonnage des bois détritiques, en supplément des bois en place, permet d'améliorer l'interprétation chronologique, *i.e.* le niveau de confiance associé à l'occupation par des débris végétaux des différentes strates échantillonnées – et donc le retrait du glacier de ces niveaux.

De plus, le fait d'inclure plusieurs glaciers dans la stratégie d'échantillonnage permet de :

- **Combiner différents modes d'enregistrement.** De ce point de vue, le site des Bossons est extrêmement intéressant car les arbres subfossiles échantillonnés ne peuvent provenir du versant ; leur mort date donc *directement* l'activité glaciaire. Le point négatif concerne les difficultés liées à la datation dendrochronologique de ces échantillons de basse altitude.

- **Compenser une information par nature très parcellaire.** L'occurrence et la conservation de bois subfossiles en un point donné dépendent de nombreuses conditions de site (densité des boisements lié à l'altitude, aux processus de versants, etc...). Le contexte topographique de la Mer de Glace (*i.e.* moraine latérale longue de 3 km surmontée d'un versant en partie boisé) est de ce point de vue très favorable. Il permet la conservation d'un grand nombre de bois et de s'affranchir des biais liés à un échantillonnage restreint.

Le dépassement d'un seuil critique quant au nombre de bois échantillonnés constitue une première étape pour commencer à évaluer de façon fine les facteurs responsables des fluctuations du nombre d'échantillons disponibles – indépendamment de l'activité glaciaire qui représente la condition nécessaire à leur conservation.

En effet, la densité des échantillons peut apporter des renseignements sur les fluctuations de la limite supérieure de la forêt, en identifiant des variations dans la structure d'âge des populations qui peuvent indiquer une transition entre des boisements denses et matures, et une absence d'arbres sur le site.

Chapitre 4

Chronologies multiséculaires dans les Alpes nord-occidentales

4.1. Référentiels dendrochronologiques développés pour le massif du Mont Blanc

4.1.1. Introduction

Le massif du Mont Blanc (MMB) se situe en limite de répartition nord-occidentale pour les deux principales espèces de l'écotone de la limite supérieure de la forêt, *Larix decidua* et *Pinus cembra* (Ozenda, 1985 ; David, 1995 ; David, 2010) ; bien que quelques stations isolées de *Pinus cembra* existent également dans les massifs préalpins (Bornes, Aravis, Chablais, Faucigny) (Fourchy, 1968).

L'occurrence de *Pinus cembra* dans le massif est courante en limite supérieure de la forêt, en mélange avec *Larix*, mais il n'est jamais abondant. Il semblerait qu'il en ait été de même pendant l'Holocène, depuis ses premières mentions dans la haute vallée de l'Arve vers 8.89 ka (David, 2010).

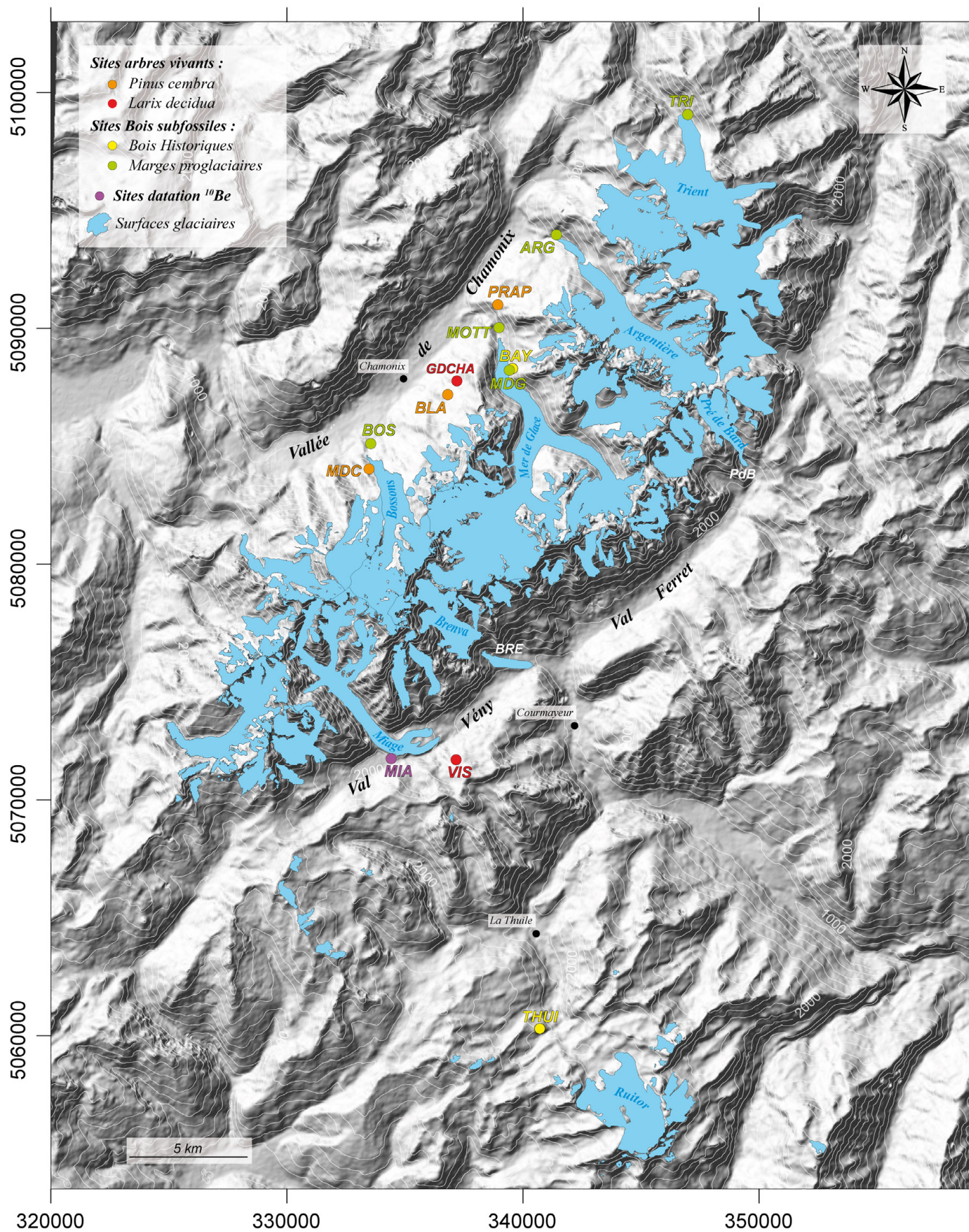
Il ne forme pas de peuplements monospécifiques comme dans les Alpes internes (e.g. Valais, Maurienne, Piémont) mis à part sur le versant de Bayer qui surplombe la moraine en rive droite de la Mer de Glace, ainsi que dans le secteur du glacier de Trient (Chapitre 3). Cette espèce est en revanche rare dans le Val Veny mais très commune dans le secteur de la Thuile où elle constitue quasi-exclusivement la limite supérieure de la forêt (Site THUI, Fig. 4.1 ; Fig. 4.2B)

La dendrochronologie a été peu employée dans le MMB. A notre connaissance seules trois chronologies de *Larix decidua* existent (Marcoux, 2000 ; Pelfini et al, 2007 ; Corona et al, 2012), dont aucune ne dépasse 400 ans. En revanche il n'existe pas de référence pour *Pinus cembra* sur la zone. Les sites les plus proches possédant une référence pour cette espèce se situent en Vallée d'Aoste (Motta et Nola, 1996), au climat différent de celui du versant nord du MMB.

Pour cette raison, la sensibilité climatique des arbres d'altitude est relativement mal connue dans les Alpes du nord (Marcoux, 2000). D'autre part, la datation de bois subfossiles du dernier millénaire demande la constitution d'une courbe de référence à partir de bois vivants/historiques.

Nous avons donc échantillonné dans le MMB, et en périphérie immédiate, afin de constituer les références les plus longues possibles. Les principaux sites sont indiqués sur la Figure 4.1.

Fig. 4.1. (ci-contre) Localisation des sites ayant fait l'objet de prélèvements dendrochronologiques dans le MMB et lieux mentionnés dans le texte (Données extensions glaciaires : France : 2008 (Gardent et al, 2011) ; Italie : 2005 (Région Vallée d'Aoste) ; Suisse : 2000 (BD Corine Land Cover) ; Fond topographique : MNT ASTER 30m)



4.1.2. La standardisation des données

L'interdatation des données brutes de largeur de cernes a été vérifiée i) visuellement dans TSAPwin puis, ii) avec le programme COFECHA (Holmes, 1986) qui calcule des coefficients de corrélation glissant sur des fenêtres de 50 ans avec un décalage de 25 ans (Grissino-Mayer, 2001). Lors de l'identification d'erreurs manifestes (e.g. corrélation plus importante à une position $n \pm 1$, qu'à la position datée), les échantillons ont été réexaminés, et remesurés. Les segments qui corrôlaient les moins bien avec la chronologie maitresse, et qui sont situés aux extrémités des séries, ont été conservés, après s'être assuré que la mesure était correcte.

Les données ont ensuite été standardisées (Fritts, 1976). Au préalable, une transformation Puissance (*Power Transformation*) a été appliquée, afin de prendre en compte les différences de variance au sein d'une même série (phénomène d'hétéroscédasticité ; Cook et Peters, 1997). Cette transformation permet un meilleur ajustement aux données brutes de la fonction mathématique utilisée pour la standardisation. Elle est surtout pertinente pour les bois subfossiles, car ils montrent la plupart du temps des croissances faibles à la fin des séries (*end-effect*, Buntgen et al 2005b), ou des chutes de croissance abruptes.

Une double standardisation a été effectuée avec le programme Turbo ARSTAN (Cook et Holmes, 1986 ; Cook, 2002). Tout d'abord l'ajustement d'une courbe exponentielle négative, ou d'une régression linéaire, permet de supprimer la tendance d'âge (Fritts, 1976). Puis un ajustement polynomial d'ordre 3 (*cubic spline*) a été appliqué sur une fenêtre fixée à 67% de la longueur de la série, pour supprimer l'effet des facteurs abiotiques (perturbations, compétition...) contenus dans les séries. La rigidité de la *spline* supprime 50% des variations ayant une longueur d'onde équivalente à la fenêtre utilisée (Cook, 1985 ; Cook et al, 1990). Etant donné la longueur moyenne des séries (>200 ans ; Tab. 4.1 et 4.2), ce type de standardisation permet dans une certaine mesure de conserver les variations de basse/moyenne fréquence (Cook et al, 1990). Les indices de croissance sont ensuite calculés en divisant les valeurs brutes par les valeurs du modèle issues de l'ajustement réalisé. Une chronologie maitresse est obtenue à l'aide d'une moyenne robuste à double pondération.

Le programme ARSTAN (*i.e. AutoRegressive STANdardization*) calcule trois chronologies maitresses différentes :

- i) Une chronologie standard (STD), qui est simplement la moyenne des ratios obtenus après la standardisation
- ii) Afin de supprimer l'autocorrélation¹² présente dans les séries, le programme modélise les séries d'indices par des processus autorégressifs, et calcule une chronologie de résidus (RES). Cette chronologie ne contient plus que la variabilité interannuelle de la croissance. De ce fait, elle est utilisée pour les calculs de régressions, avec des paramètres climatiques par exemple.
- iii) La troisième chronologie (ARS) est calculée en réincorporant le modèle autorégressif dans la chrono RES. Elle contient donc une certaine persistance, mais présumée d'origine climatique uniquement (*i.e.* la composante biologique a été éliminée) ; et représente mieux la variabilité climatique de basse/moyenne fréquence que la RES.

¹² L'autocorrélation représente le degré de corrélation d'un cerne avec les n cernes précédents : $t-1 \dots t-n$. Elle est due à des processus à la fois biologiques, et climatiques (Fritts, 1976)

4.1.3. Les chronologies d'arbres vivants et historiques¹³

Trois chronologies d'arbres vivants ont été construites, une pour *Pinus cembra* (CHAM), et deux pour *Larix decidua* (GDCHA et VIS, situées respectivement au nord, et au sud du massif). La localisation des sites est indiquée sur la Figure 4.1.

La chronologie CHAM est majoritairement constituée d'individus poussant sur la Montagne de la Côte (MDC), *i.e.* la crête qui sépare les glaciers des Bossons et de Tacconnaz (Fig. 3.22 ; Fig. 4.1 ; Fig. 4.2A). Un échantillonnage additionnel effectué sur les sites de Blaitière et des Prapators (où respectivement deux arbres ont été échantillonnés), porte le total à 13 séries individuelles. La chronologie MB_1H intègre les arbres de la chronologie CHAM, additionnés des arbres subfossiles de la période historique échantillonnés dans les marges proglaciaires ou en périphérie du MMB (THUI).

Le site THUI est situé sur la commune de la Thuile (lieu dit Combe Thuilette ; Fig. 4.1). Les échantillons prélevés sur ce site sont des bois subfossiles provenant d'un lac situé en limite supérieure de la forêt (~2200m), et temporairement à sec en fin d'été (ce qui était le cas lors de l'échantillonnage en 09/2009 ; Fig. 4.2B). Ces séries ont été intégrées à la chronologie au vu de la très bonne corrélation avec les arbres du MMB, distant de 20 km (OVL : 352, GLK : 66 ***, TVBP : 8,4, CDI : 58).

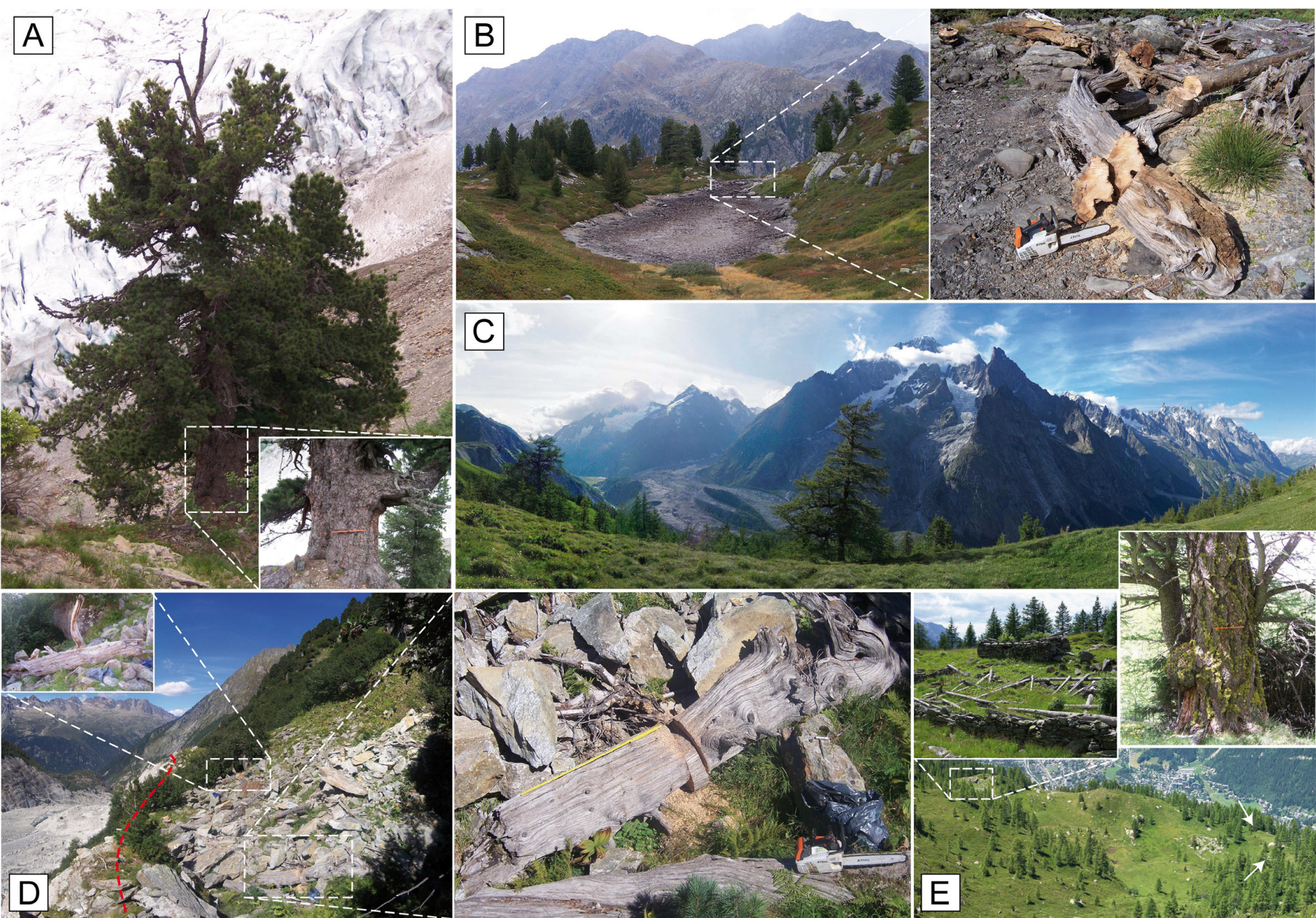
La chronologie GDCHA est constituée d'arbres vivants poussant en périphérie d'une tourbière au lieu-dit Grand Chalet (1915 m) ainsi que de pièces de charpente (poutres maitresses) prélevées sur le chalet d'alpage en ruine du même nom (Fig. 4.2E).

La chronologie VIS est constituée exclusivement d'arbres poussant en limite supérieure de la forêt entre 2150 et 2240 m (Bois de Visaille) sur le versant nord dominé par la crête reliant la Pointe des Chamonts (2967m) à la Tête d'Arp (2749 m) dans le Val Vény (Fig. 4.2C)

Tous les arbres échantillonnés se situent dans une frange altitudinale de 100 m par rapport à la limite supérieure actuelle locale de la forêt.

Fig. 4.2. (page suivante) Aperçu des sites de prélèvements dendrochronologiques. (A) Site MDC, *Pinus cembra* (MDC04) situé à quelques dizaines de mètres de la marge actuelle du glacier des Bossons, Alt : 1850 m, Age cambial à 80 cm : 755 ans (Echelle : 40 cm), Vue SE ; (B) Site THUI, treeline constituée exclusivement de *Pinus cembra*, et échantillons prélevés à l'exutoire du lac, Alt. : 2200 m, Vue E ; (C) Site VIS, *Larix decidua*. A l'arrière plan : glacier du Miage (g.) et Mont Blanc de Courmayeur (centre), Alt : 2250 m, Vue NNO (En médaillon : VIS03, âge cambial à 150 cm : > 550 ans ; échelle : 40 cm) ; (D) Site BAY, dépôt d'écroulement, et troncs tombés du versant, les tiretés rouge indiquent le rebord d'érosion de la moraine rive droite. La Mer de Glace est visible à gauche. Alt. : 1900m. Vue N. (Grande photo : BAY04 (1521-1887 AD), En médaillon : BAY02 (1502-1801 AD) ; (E) Site GDCHA, le secteur des arbres vivants échantillonnés est indiqué par les flèches. Alt. : 1915-1900 m. Vue NW (en médaillon : chalet d'alpage où ont été effectués les prélèvements).

¹³ La période historique est entendue ici comme l'intervalle couvert par les plus longues séries dendrochronologiques issues d'arbres vivants (*i.e.* au moins la moitié du dernier millénaire).



Les principales caractéristiques des chronologies d'arbres vivants et historiques sont indiquées dans le Tableau 4.1. Les paramètres statistiques permettant d'évaluer la robustesse des chronologies sont :

- L'**intercorrélation** entre les séries (calculée par COFECHA), *i.e.* la moyenne des corrélations entre chaque série individuelle et la chronologie maitresse (constituée de toutes les autres à son exception).
- **Rbar** (ou r_{bt}) est la moyenne des corrélations calculées entre toutes les séries individuelles (Wigley et al, 1984), sur des segments de 30 ans (décalés de 15 ans). Cette valeur est indépendante de la réplication
- L'**EPS** (*Expressed Population Signal*) est fonction de Rbar et de la réplication de la chronologie. Elle est donnée par :

$$EPS(t) = \frac{\bar{r}_b}{\bar{r}_b + (1 - \bar{r}_b) / t} \quad (4.1)$$

où t est le nombre de séries individuelles, et r_{bt} la moyenne des corrélations entre les séries individuelles. L'EPS est un indicateur de la représentativité de la chronologie. Il quantifie l'adéquation de la référence construite à une chronologie qui serait constituée d'un nombre infini de séries, et représente donc le signal climatique maximum espéré (Wigley et al, 1984 ; Briffa et Jones, 1990). Le seuil de 0,85 est habituellement considéré comme acceptable, notamment dans un but de reconstitution climatique.

	CHAM	MB_1H	GDCHA	VIS
Altitude moy.	1900 m	1900-2250 m	1900 m	2210 m
Nombre arbres	13	28	15	10
Intervalle	1262-2008	1262-2008	1549-2008	1417-2008
1^{ère} année EPS>0,85^b	1870	1555	1595	1495
longueur (EPS>0,85^b)	747 (139)	747 (454)	460 (414)	592 (514)
longueur moy. séries	233	239	272	538
cerne moyen (mm) ^a	1,24	1,04	0,74	0,67
SD ^a	0,52	0,54	0,40	0,42
MS ^a	0,15	0,17	0,33	0,34
Rbar ^a	0,17	0,23	0,56	0,58
Intercorrélation ^a	0,52	0,51	0,73	0,81
Autocorrélation ^a	0,85	0,89	0,72	0,81
Analyse de l'intervalle commun ^b				
intervalle commun	1885-2008	—	—	1507-2008
Rapport signal/bruit	7,19	—	—	23,67
variance PC1	46 %	—	—	73 %
EPS	0,88	—	—	0,96
Rbar	0,40	—	—	0,70

Tab. 4.1. Caractéristiques des chronologies d'arbres vivants et subfossiles de la période historique construites pour le massif du Mont Blanc. A noter que la chronologie CHAM est intégrée dans MB_1H. ^a calculé sur la chrono brute (non standardisée), ^b calculé sur la chrono RES. SD : Ecart-type, MS : sensibilité moyenne. Variance PC1 : part de la variance expliquée par la Composante Principale 1.

La variance est inversement corrélée à la réplication de la chronologie (Shiyatov et al, 1990), ce

qui est visible aux extrémités des chronologies présentées dans les Figures 4.3 à 4.9. Pour évaluer l'évolution de la qualité des chronologies dans le temps, la réplication, et l'EPS calculée sur des fenêtres glissantes de 30 ans, sont représentées avec les séries indicées.

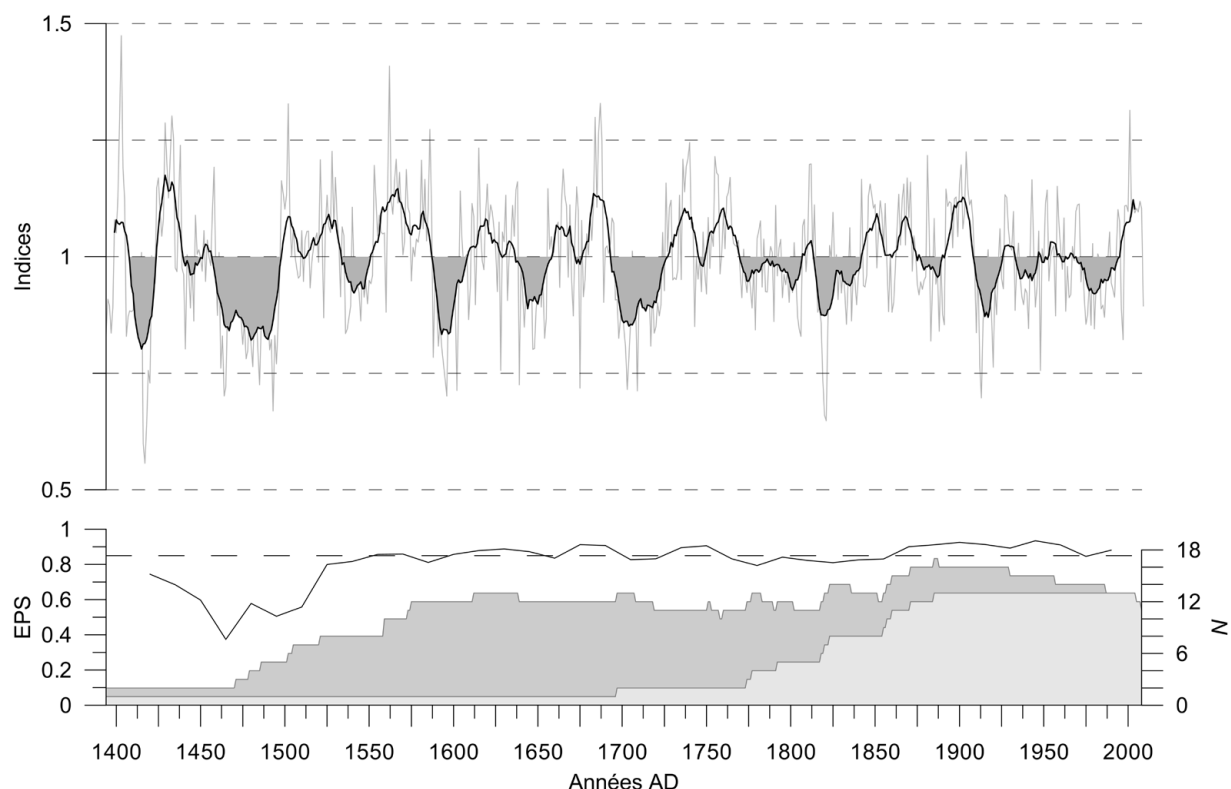


Fig. 4.3. Chronologie STD MB_1H Série indicée et moyenne mobile sur 5 ans. La réplication des échantillons de la chronologie CHAM est indiquée en gris clair.

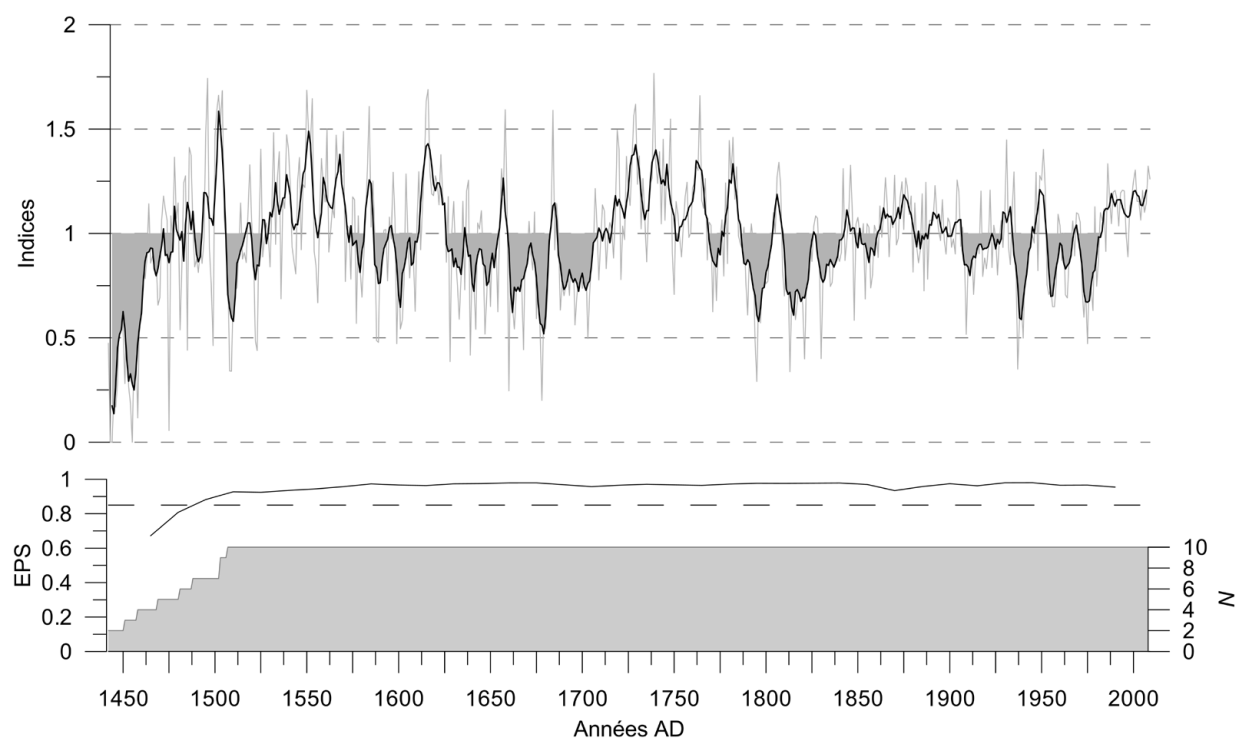


Fig. 4.4. Chronologie STD VIS. Série indicée et moyenne mobile sur 5 ans.

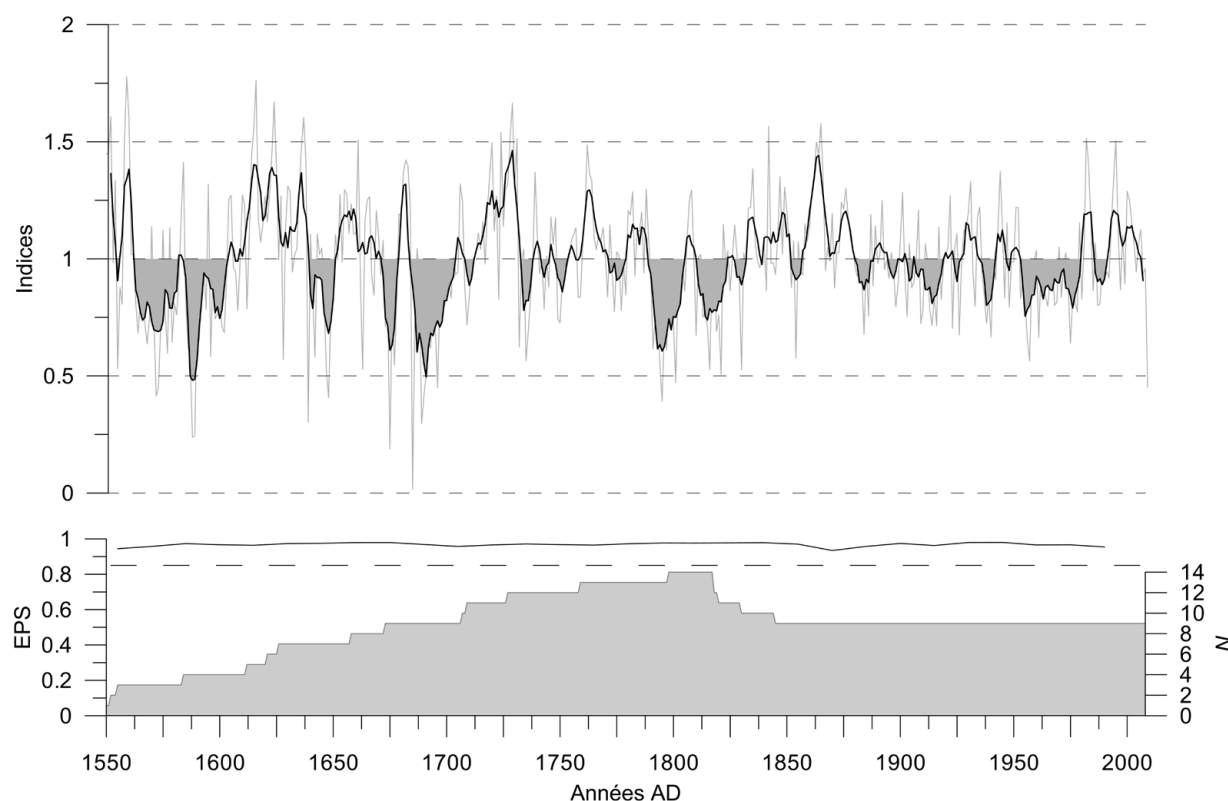


Fig. 4.5. Chronologie STD GDCHA. Série indicée et moyenne mobile sur 5 ans

4.1.4. Les chronologies d'arbres subfossiles

Les échantillons intégrés aux chronologies d'arbres subfossiles concernent toutes les séries individuelles – après vérification qu'elles appartenaient à des arbres différents – qui corrôlaient suffisamment avec la chronologie maîtresse. Certains échantillons datés, dont les patrons de croissance étaient irrôguliers ont été écartés.

	MB_2	MB_3	MB_4	MB_5
Nombre arbres	21	11	13	15
Intervalle	712-1339 AD	32-522 AD	1458-644 BC	1985-1581 BC
Intervalle EPS>0,85^b	1095-1170 AD	220-370 AD	–	1875-1710 BC
longueur (EPS>0,85^b)	628 (175)	491 (150)	815	405 (165)
longueur moy. séries	180	200	250	191
cerne moyen (mm) ^a	1,07	0,84	0,70	1,11
SD ^a	0,55	0,38	0,38	0,61
MS ^a	0,18	0,18	0,17	0,19
Rbar ^a	0,20	0,28	0,12	0,12
Intercorrôlation ^a	0,45	0,49	0,42	0,45
Autocorrôlation ^a	0,86	0,83	0,89	0,87

Tab. 4.2. Caractéristiques des chronologies de bois subfossiles construites pour le massif du Mont Blanc. ^a calculé sur la chrono brute (non standardisée), ^b calculé sur la chrono RES. SD : Ecart-type, MS : sensibilité moyenne.

Les Figures 4.6 à 4.9 présentent les chronologies de bois subfossiles sur les quatre derniers millénaires pour le massif du Mont Blanc. Seules les périodes couvertes par au moins deux arbres sont représentées.

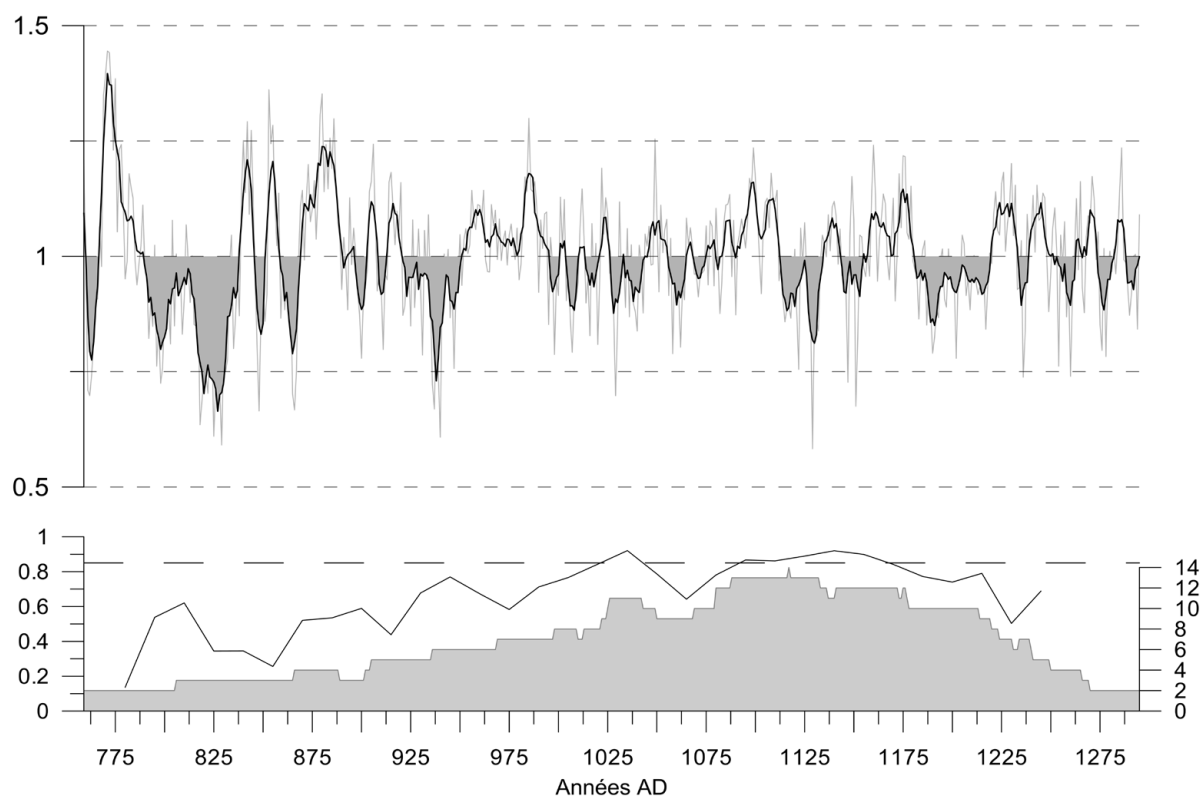


Fig. 4.6. Chronologie MB_2. Série indicée et moyenne mobile sur 5 ans

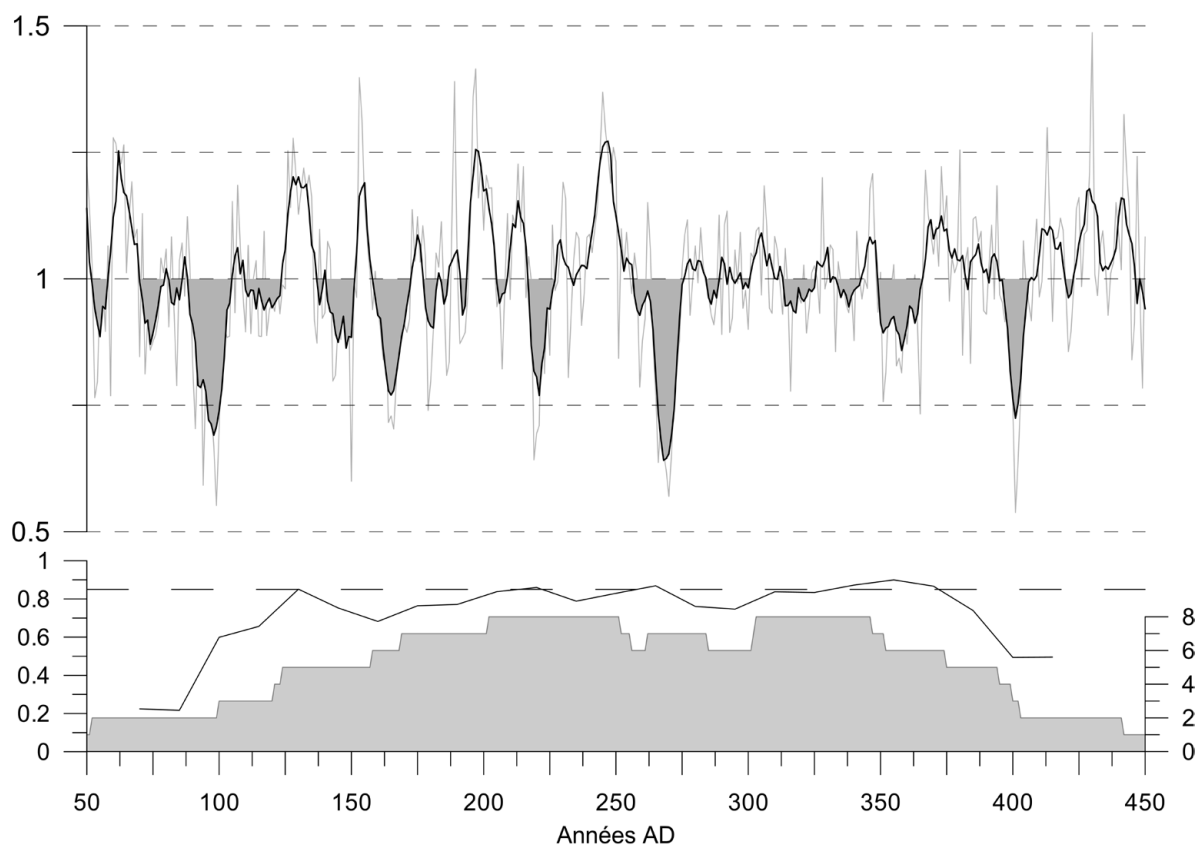


Fig. 4.7. Chronologie MB_3. Série indicée et moyenne mobile sur 5 ans

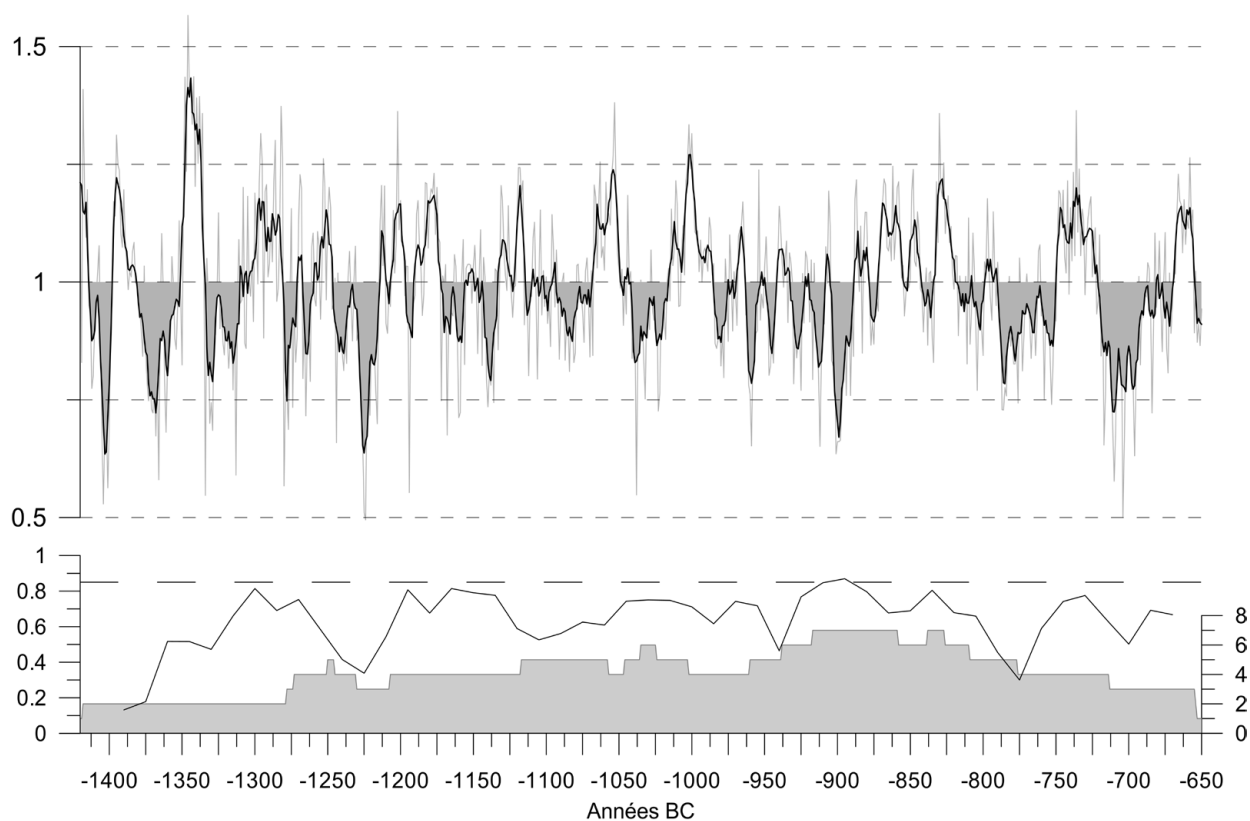


Fig. 4.8. Chronologie MB_4. Série indicée et moyenne mobile sur 5 ans

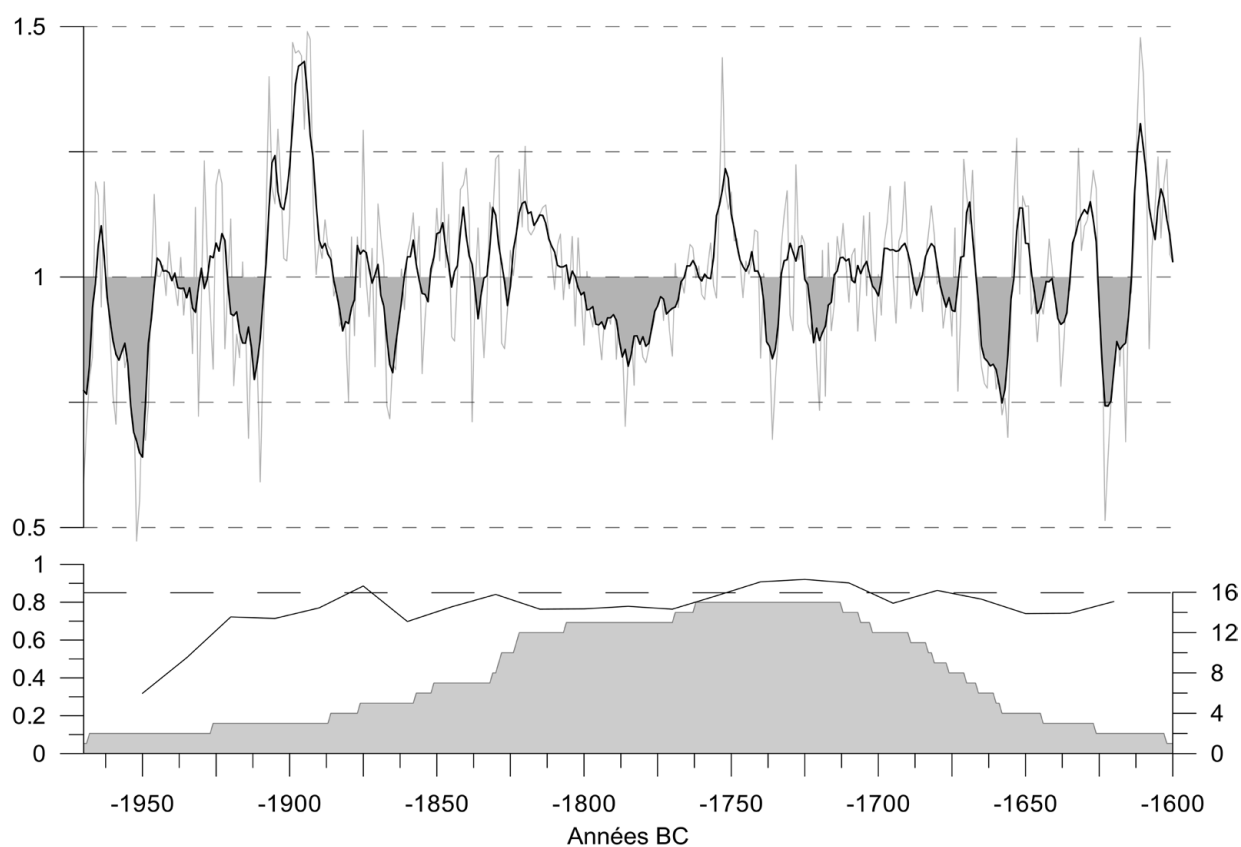


Fig. 4.9. Chronologie MB_5. Série indicée et moyenne mobile sur 5 ans

4.1.5. Discussion chronologies

Les paramètres statistiques des chronologies développées correspondent aux valeurs moyennes relevées pour ces espèces (Tab. 4.1 et 4.2). *Pinus cembra* et *Larix decidua* ont une réponse climatique très différente (Fig. 4.10). Les chronologies de *Pinus cembra* se caractérisent par des valeurs de sensibilité moyenne faibles, et par une forte autocorrélation (Motta et Nola, 1996 ; Edouard et al, 2002).

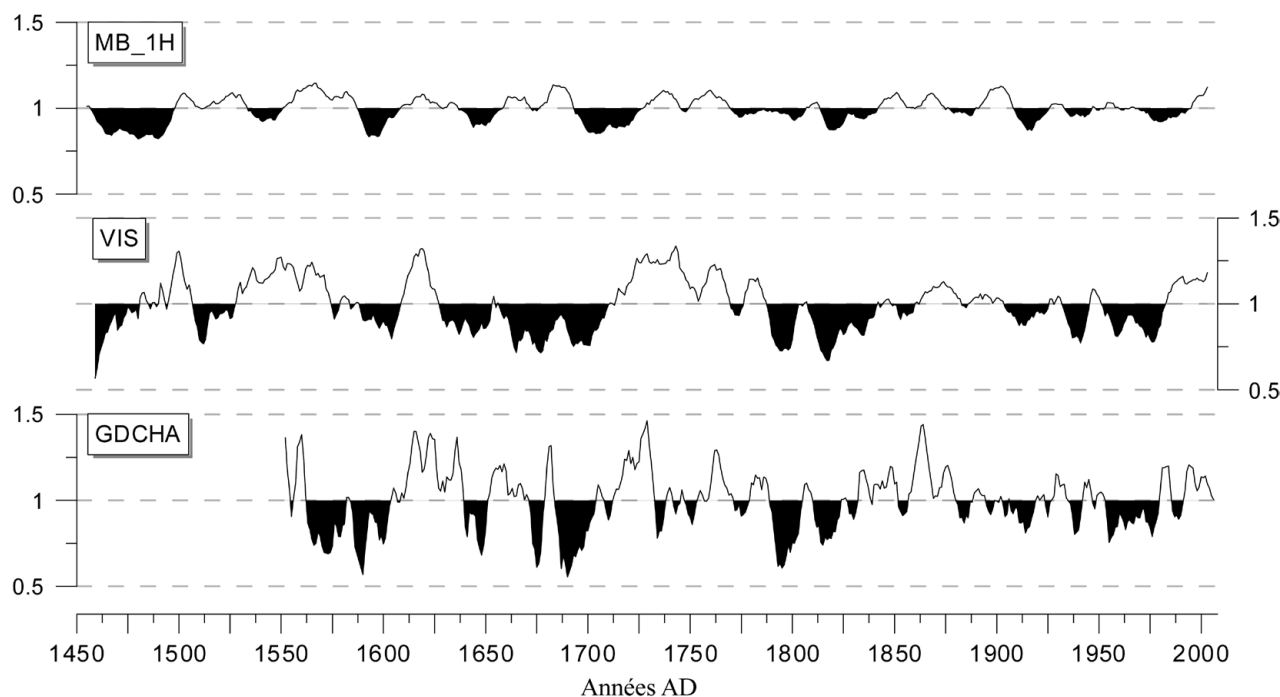


Fig. 4.10. Comparaison de la croissance de *Pinus cembra* (MB_1H) et de *Larix decidua* (VIS, GDCHA) en limite supérieure de la forêt dans le MMB sur la période 1450-2008 AD (chronologies STD). Les séries indicées sont lissées avec une moyenne mobile sur 11 ans, pour mettre en évidence les variations décennales. Les échelles sont identiques. Noter la sensibilité plus faible de la réponse de *Pinus cembra*.

La sensibilité moyenne, qui est un indicateur du potentiel d'interdatation, augmente avec l'altitude, ou avec des conditions de croissance plus stressantes. On peut noter par exemple les valeurs supérieures des chronologies d'arbres subfossiles des marges proglaciaires ($\sim 0,18$), par rapport à la chronologie d'arbres vivants ($0,15$). De même, pour *Pinus cembra*, le cerne moyen des chronologies d'arbres vivants/historiques présente des valeurs plus fortes ($1,04 \pm 0,54$ mm, $n = 25$) que celui des chronologies d'arbres subfossiles ($0,93 \pm 0,48$ mm, $n = 60$).

D'autre part, un impact anthropique ne peut être exclu pour le site de GDCHA car les individus échantillonnés se situent sur un alpage utilisé jusqu'au milieu du 20^e s. En effet, les indices de croissance présentent une variabilité très élevée, visible également sur les séries lissées (Fig. 4.10). C'est pourquoi, concernant *Larix decidua*, la chronologie VIS est considérée comme plus robuste car plus stable et possédant un meilleur signal climatique (altitude plus élevée).

	MB_1H_STD	MB_1H_RES	MB_1H_ARS	VIS_STD	VIS_RES	VIS_ARS	GDCHA_STD	GDCHA_RES
MB_1H_RES	0,77							
MB_1H_ARS	0,95	0,84						
VIS_STD	0,43	0,40	0,44					
VIS_RES	0,36	0,47	0,38	0,82				
VIS_ARS	0,44	0,42	0,46	0,99	0,87			
GDCHA_STD	0,37	0,38	0,39	0,62	0,56	0,63		
GDCHA_RES	0,36	0,48	0,38	0,54	0,67	0,57	0,85	
GDCHA_ARS	0,38	0,39	0,40	0,63	0,58	0,64	0,98	0,87

Tab. 4.3. Corrélations entre les trois chronologies d'arbres vivants construites pour le MMB, sur la période commune 1595-2008. Toutes les corrélations sont significatives ($p < 0,001$).

La comparaison des chronologies d'arbres vivants montre que les corrélations inter-spécifiques sont moins fortes que les corrélations intra-spécifiques mais qu'elles restent élevées, et significatives (Tab. 4.3). Les plus fortes valeurs de corrélation sont obtenues entre les chronologies RES, qui ne contiennent plus les variations de basse/moyenne fréquence, lesquels peuvent sensiblement différer entre les deux espèces (Edouard et al, 2009).

Pour caractériser d'éventuels signaux périodiques stationnaires dans les chronologies (*e.g.* forçage climatique cyclique, récurrence de parasites...), une analyse spectrale a été effectuée sur les chronologies STD (EPS >0,85 ; Tab. 4.1) avec la méthode REDFIT (Schulz et Mudelsee, 2002), disponible dans le programme PAST (Hammer et al, 2001). L'analyse spectrale décompose le signal (ici la série de largeurs de cernes indicée) en différentes composantes, caractérisées par une fréquence propre, et évalue la part relative de ces composantes dans l'explication de la variance.

Les résultats indiquent des périodes significatives de ~130, ~55, ~22, ~9 et ~4,5 ans, communes à au moins deux chronologies (Fig. 4.11). La série VIS est la plus adaptée à une analyse de ce type du fait de la longueur moyenne des séries individuelles la composant (538 ans). L'analyse de la PC1 de la chronologie VIS qui explique 73% de la variance sur 1507-2008 AD (Tab. 4.1) indique des périodes significatives similaires : 167 ($p < 0,01$), 20 ($p < 0,1$), 8,8 ($p < 0,05$) et 4,5 ($p < 0,05$) ans.

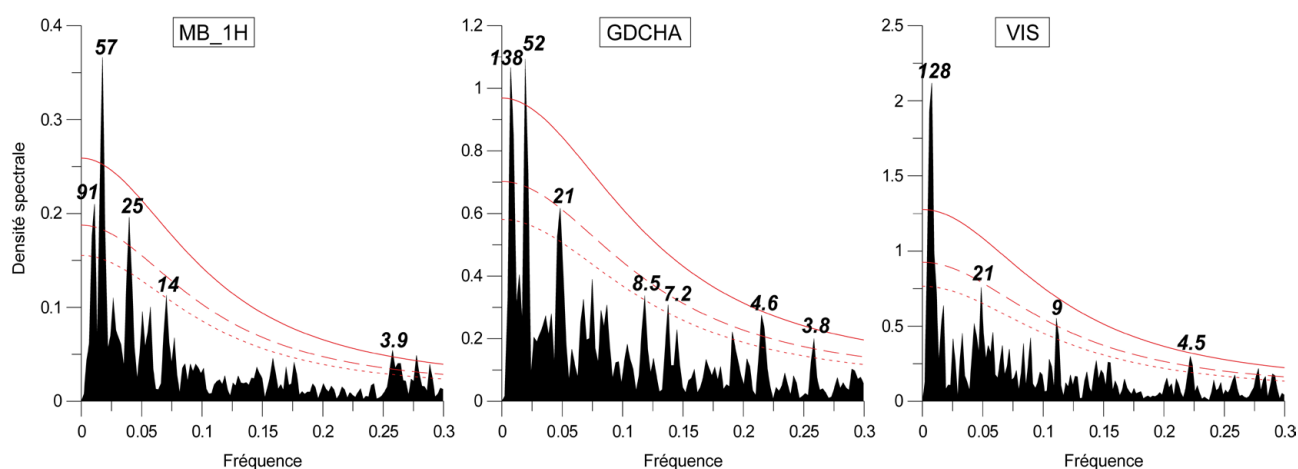


Fig. 4.11. Analyse spectrale des chronologies STD (méthode REDFIT, nombre de segments=3). Les lignes représentent les seuils de signification $p < 0,01$, $p < 0,05$ et $p < 0,1$. Les périodes (en années / cycle), correspondant aux fréquences significatives, sont indiquées. Noter l'échelle différente de l'axe des ordonnées.

Ces résultats montrent clairement l'occurrence de cycles de Tordeuse grise du mélèze (*Zeiraphera diniana*) dans les chronologies GDCHA et VIS, qui sont confirmés par l'absence de périodes similaire dans la chronologie non-hôte MB_1H. Les périodes déterminées sont comprises entre 8,5 et 9,02 ans, ce qui correspond aux fréquences calculées pour ces cycles dans les Alpes sur le dernier millénaire (Rolland et al, 2001 ; Esper et al, 2007)

La discussion des forçages responsables des autres périodes identifiées est hors de propos ici. On peut simplement noter que les cycles de 20 ans ont également été identifiés comme les plus significatifs par Zanzi et al (2007) dans des chronologies de *Pinus montana* en Lombardie. Ces auteurs expliquent ces périodes par les variations de la température de la saison de croissance, aux mêmes caractéristiques spectrales. Cependant l'identification du forçage à l'origine de ces cycles est complexe, et pourrait faire intervenir les interactions océan-atmosphère, ou les cycles solaires (cycle de Hale de 22 ans, lié aux changements de polarité du champ magnétique solaire) et lunaires (18,6 ans).

4.2 La signification climatique des chronologies de largeur de cernes

4.2.1. Les fonctions de réponse

Afin d'interpréter d'un point de vue climatique les chronologies de largeur de cernes il est nécessaire de calibrer ce signal. Dans cette optique, le calcul des coefficients de corrélation (*Correlation Function, CF*) et des fonctions de réponse (*Response Function, RF*) a été réalisé sur les chronologies d'arbres vivants.

Les fonctions de réponse sont une forme de régression multivariée, où les variables explicatives sont des paramètres climatiques transformés en composantes principales, pour éliminer la colinéarité, *i.e.* la corrélation entre les régresseurs (Fritts et al, 1971 ; Briffa et Cook, 1990 ; Guiot et Nicault, 2010). Elles diffèrent des régressions simples comme les corrélations linéaires (*e.g.* Pearson) qui ne prennent en compte qu'une seule variable. Elles « résument » donc l'ensemble des variables et leurs interactions, dans le but de modéliser tous les forçages qui contrôlent la croissance de l'arbre, et donc l'épaisseur des cernes. Plus les coefficients associés à ces régressions sont élevés, plus le modèle a capté une part importante de la variance présente dans les séries de cernes. Cela signifie que la relation cerne-climat est forte (et que d'éventuelles reconstitutions climatiques basées sur ce modèle seront robustes).

A noter que le calcul des fonctions de réponse et leur interprétation est une approche purement statistique, sans fondement biologique. Les études éco-physiologiques, qui évaluent les paramètres influençant la croissance de façon directe, demeurent la base de l'étude des interactions climat/croissance. Mais elles sont par essences restreintes à de courtes périodes (Tranquillini, 1979 ; Anfodillo et al, 1998 ; Gruber et al, 2009 ; Wieser et al, 2010).

Les chronologies d'arbres subfossiles présentées au § 4.1.3 étant constituées exclusivement de *Pinus cembra*, nous avons choisi d'évaluer la réponse au climat des chronologies CHAM et MB_1H qui sont représentatives de la croissance de cette espèce en limite supérieure de la forêt, respectivement pour la vallée de Chamonix et pour le MMB.

La période sur laquelle porte les calculs est conditionnée par la qualité de la chronologie (Tab. 4.1). La réplication, et les valeurs d'EPS, indiquent que CHAM peut être utilisée dès 1870 (EPS > 0,85). La chronologie MB_1H a des valeurs légèrement inférieures entre 1800 et 1870 (~0,82).

Nous avons utilisé la version RES de la chronologie pour effectuer les régressions avec les paramètres climatiques (e.g. Linderholm et al, 2002 ; Oberhuber et al, 2008). La chronologie ARS, qui possède plus d'informations dans les moyennes fréquences, est aussi parfois utilisée pour ce type d'analyse.

Les paramètres climatiques (températures moyennes mensuelles et somme des précipitations mensuelles) utilisés comme variables explicatives dans le calcul des fonctions de réponse viennent de deux séries différentes. La station de Chamonix-Bouchet (1042 m) dont la série couvre la période 1934-2008 est située à 5 km des sites échantillonnés pour la chronologie CHAM. Pour étendre la période d'analyse, les données HISTALP ont été utilisées pour les calculs portant sur la chronologie MB_1H. Il s'agit de données issues de longues séries de la région alpine (HIST_Low), homogénéisées, et interpolées à un grid de 1° de latitude et de longitude (Böhm et al, 2001 ; Auer et al, 2005 ; 2007). Une version du jeu de données existe également pour les sites d'altitude (HIST_High).

A noter que la qualité de ces données décroît au 19^e s (surtout pour les précipitations) avec la baisse de la réplification. D'autre part, un biais prononcé existe avant 1860 et davantage encore avant 1818, entre les températures instrumentales (plus chaudes) et les reconstitutions basées sur des *proxies* comme les cernes d'arbres (plus froides) (voir Frank et al, 2007). Etant donné la variabilité des précipitations, notamment en zones de montagne (Auer et al, 2005), les résultats basés sur les données HISTALP peuvent être moins robustes que ceux d'une station locale. Ce facteur pourrait expliquer dans une certaine mesure des différences avec les coefficients de corrélation calculés d'après les données de Chamonix. La série de précipitations débute en 1826. L'intervalle pris en considération pour les calculs de fonctions de réponse couvre donc la période 1826-2008.

Les corrélations linéaires entre les séries de Chamonix-Bouchet et les données HIST_Low (HIST_High) (grid 6°46') sont de 0,84 (0,77) pour les températures moyennes, et de 0,71 pour les totaux pluviométriques sur 1934-2008 (moyennes annuelles). Les données issues du grid 6°45' n'ont pas été retenues car les corrélations étaient légèrement inférieures (respectivement 0,83 et 0,67).

Les fonctions de réponse et les coefficients de corrélations ont été calculés avec le programme DendroClim 2002 (Biondi et Waikul, 2004). Ce logiciel utilise la méthode *bootstrap* pour évaluer la robustesse de la régression, en analysant un grand nombre de sous-échantillons par itérations multiples (~1000) (Guiot, 1991). Les coefficients de corrélation et de fonction de réponse, et leurs intervalles de confiance, sont donnés par le mode et la différence entre les 2,5 et 97,5 percentiles. Le rapport entre ces deux valeurs permet d'attribuer un degré de signification aux coefficients calculés, *i.e.* si le mode est deux fois supérieur aux 95 percentiles des 1000 itérations.

Les calculs ont porté sur la période s'étendant du mois de juin de l'année $t-1$ au mois de septembre de l'année t , afin de prendre en compte un effet retard du climat de la précédente saison de croissance sur la constitution du cerne de l'année t . Différents processus biologiques sont à l'origine de la forte autocorrélation des séries de largeur de cernes (voir Fritts, 1976). Au total, 32 régresseurs sont donc pris en compte. Les résultats des calculs de corrélations et des fonctions de réponse sont présentés sur la Figure 4.12

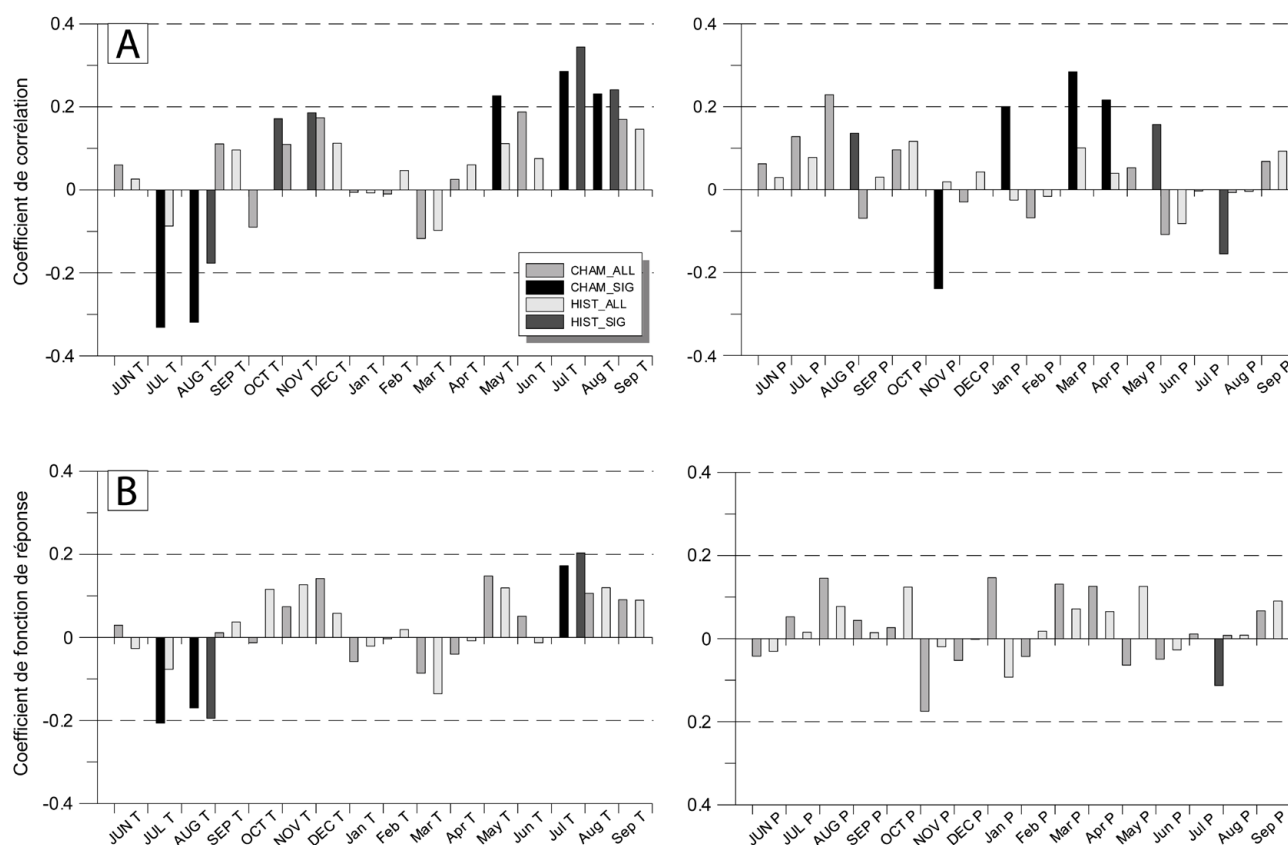


Fig. 4.12. Coefficients de corrélation (A), et fonctions de réponse (B), calculés entre la chronologie de *Pinus cembra*, et les températures (g.) et précipitations (dr.) moyennes, pour le MMB (chrono CHAM/station Chamonix : 1935-2008 ; chrono MB_1H/Histalp_Low : 1826-2008). Les coefficients significatifs au seuil de 95% (SIG) correspondent aux aplats les plus sombres. Les mois de l'année t-1 sont indiqués en majuscule.

Les températures constituent le contrôle majeur de la croissance sur les deux siècles. La corrélation positive avec les températures d'été (juillet et août t) est notable aux deux échelles de temps. Elle s'explique par le facteur limitant que constituent des températures estivales basses (Tranquillini, 1979 ; Oberhuber, 2004 ; Frank et Esper, 2005), et notamment l'impact du gel nocturne sur la photosynthèse (Tranquillini, 1979). L'autre conséquence majeure est l'influence négative des températures de Juillet, et surtout d'Aout de la saison précédente. Elle est responsable de l'assèchement des sols qui pénalisent la constitution de réserves pour la saison de croissance suivante (Oberhuber et al, 2008).

Les températures des mois situés aux deux extrêmes de la saison végétative sont positivement (Oct t-1) et négativement (Mars t) corrélés à la croissance radiale. L'explication réside dans le fait qu'à la fin de l'automne (Oct t-1) la croissance est finie : la photosynthèse décroît fortement mais reste active, autorisant un surplus d'accumulation d'hydrates de carbones, nécessaires à la croissance de la saison suivante (Tranquillini, 1959 ; Carrer et al, 2007). A l'inverse, l'impact négatif des températures de mars (Carrer et al, 2007 ; Oberhuber, 2004 ; Oberhuber et al, 2008 ; Saulnier et al, 2011) serait lié à l'épuisement des réserves par respiration induit par une hausse précoce de la température. Toute hausse de la température au dessus de 0°C à cette période a un effet délétère car la respiration entraîne une perte en carbone importante, non compensée par la photosynthèse qui ne reprend qu'en avril (Tranquillini, 1979 ; Urbinati et al, 1997). Ce processus augmente donc les probabilités d'occurrence d'un cerne plus mince que la normale. Des températures élevées au printemps favorisent également la fonte nivale, qui expose l'arbre aux effets du gel tardif.

Sur toute la période les précipitations de juillet de l'année t semblent jouer un rôle négatif sur la croissance (*i.e.* faible ensoleillement, températures basses). A l'inverse, la corrélation positive avec les précipitations de l'été $t-1$ (Août) montre l'effet des réserves accumulées sur la croissance de l'année en cours. Pour le 20^e s, une forte corrélation apparaît avec les précipitations de printemps (Mars, Avril) et d'hiver (Janvier), et une relation négative avec les précipitations de Novembre $t-1$.

4.2.2 Evolution temporelle de la réponse des arbres au climat

La stabilité dans le temps des coefficients de corrélation et des fonctions de réponse peut être évaluée en calculant ces paramètres sur des fenêtres glissantes (MCF, MRF) (Biondi, 1997). Pour conserver un nombre suffisant de degrés de liberté, la largeur de la fenêtre doit excéder de deux fois le nombre de variables prédictives, *i.e.* 32 dans notre cas (Biondi, 1997). Ces calculs ont donc été effectués sur des fenêtres de 70 ans entre la chronologie MB_1H et les données HISTALP (1826-2008), permettant d'évaluer les changements de forçages entre un climat de type PAG et le réchauffement climatique du 20^e s. Une évaluation de la variabilité de la réponse des arbres aux précipitations a été réalisée sur une période plus courte entre la même chronologie et les données de Chamonix-Bouchet (16 variables) sur des fenêtres de 32 ans (1935-2008).

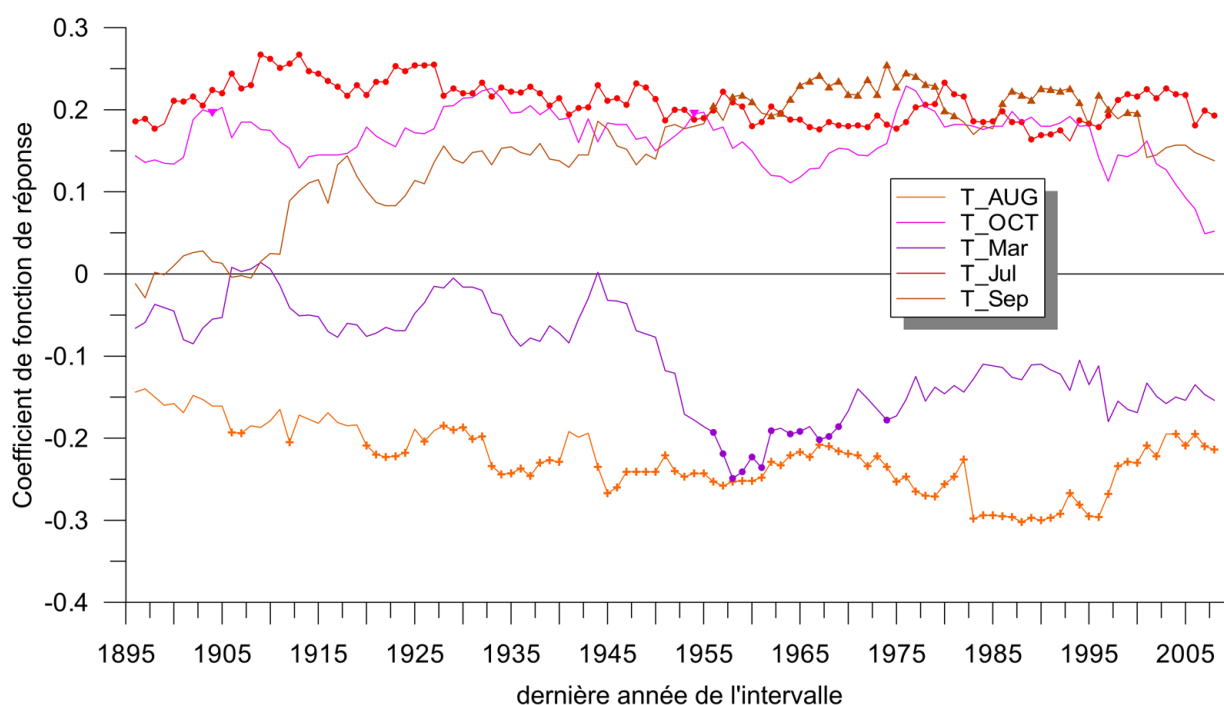


Fig. 4.13. Fonctions de réponse glissantes calculées entre les températures (HIST_Low) et la chronologie RES MB_1H sur la période 1826-2008 (fenêtres de 70 ans). Les symboles représentent les valeurs significatives au seuil de 95%.

Les résultats montrent la grande stabilité du forçage de la température de juillet sur la période, ainsi que, dans une moindre mesure des températures, celle d'octobre $t-1$ (Fig. 4.13). En revanche, on peut noter l'influence positive croissante des températures de septembre de l'année t , et le renforcement du contrôle négatif des températures d'Août. Mais le changement majeur concerne l'influence négative

des températures de mars qui augmente de façon importante au 20^e s, ce qui a été noté dans plusieurs travaux par ailleurs (voir *infra*).

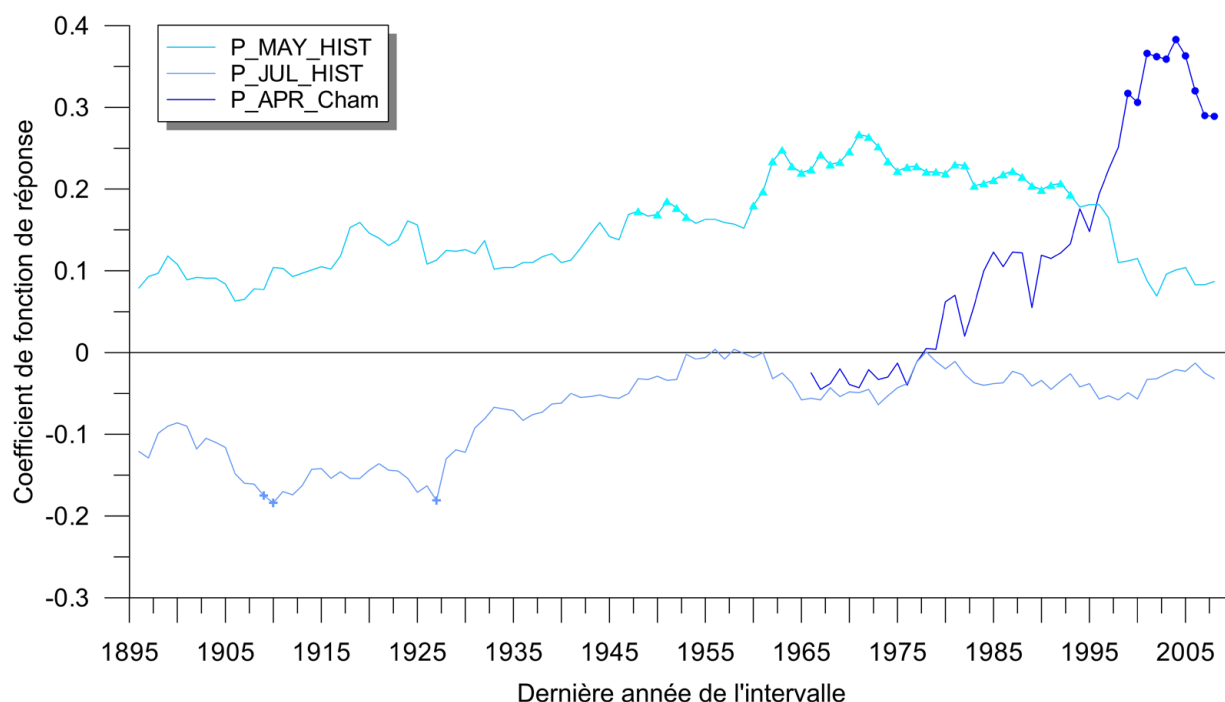


Fig. 4.14. Fonctions de réponse glissantes calculées entre les précipitations (HIST_Low) et la chronologie RES MB_1H (CHAM). Noter que l'intervalle d'analyse, et la longueur des fenêtres de calcul, sont différents : 1826-2008_70 ans (1935-2008_32 ans). Les symboles représentent les valeurs significatives au seuil de 95%.

Concernant les précipitations, on note une diminution de l'influence négative des précipitations de juillet, significative seulement jusqu'à la fin du 19^e s (Fig. 4.14). Ce paramètre influence l'activité photosynthétique par le biais de la durée journalière de rayonnement solaire.

Les variations les plus notables concernent le renforcement du poids positif des précipitations printanières dans les fonctions de réponse qui deviennent l'un des forçages majeurs de la croissance dans la seconde moitié du 20^e s (notamment le mois d'avril) (Fig. 4.14).

4.2.3. Téléconnexions régionales

La constitution d'un référentiel dendrochronologique pour *Pinus cembra*, dans une zone non encore couverte des Alpes du Nord, permet de comparer la force des téléconnexions existant pour cette espèce à l'échelle régionale.

La Figure 4.15 présente les corrélations calculées entre la chronologie MB_1H et le réseau de chronologies de *Pinus cembra* des Alpes françaises (F. Meijer/ITRDB ; Petitcolas et Rolland, 1998 ; Edouard et al, 2002 ; Edouard et Thomas, 2008 ; Edouard, non publié ; Saulnier et al, 2011). Les résultats indiquent un fort gradient latitudinal puisque les corrélations les plus fortes correspondent aux chronologies de Tarentaise (Tueda, 65 km : $r = 0,5$; St-Jacques, 41 km : $r = 0,38$), et du massif de Belledonne (Pourettes/Chamrousse, 110 km : $r = 0,47$; Achard, 113 km, $r = 0,4$). La relation avec les chronologies de Maurienne est légèrement inférieure (Barbier et Plan Amont, ~75 km, respectivement $r = 0,39$ et $0,36$). Concernant le Briançonnais-Queyras, et le Mercantour, les corrélations sont plus

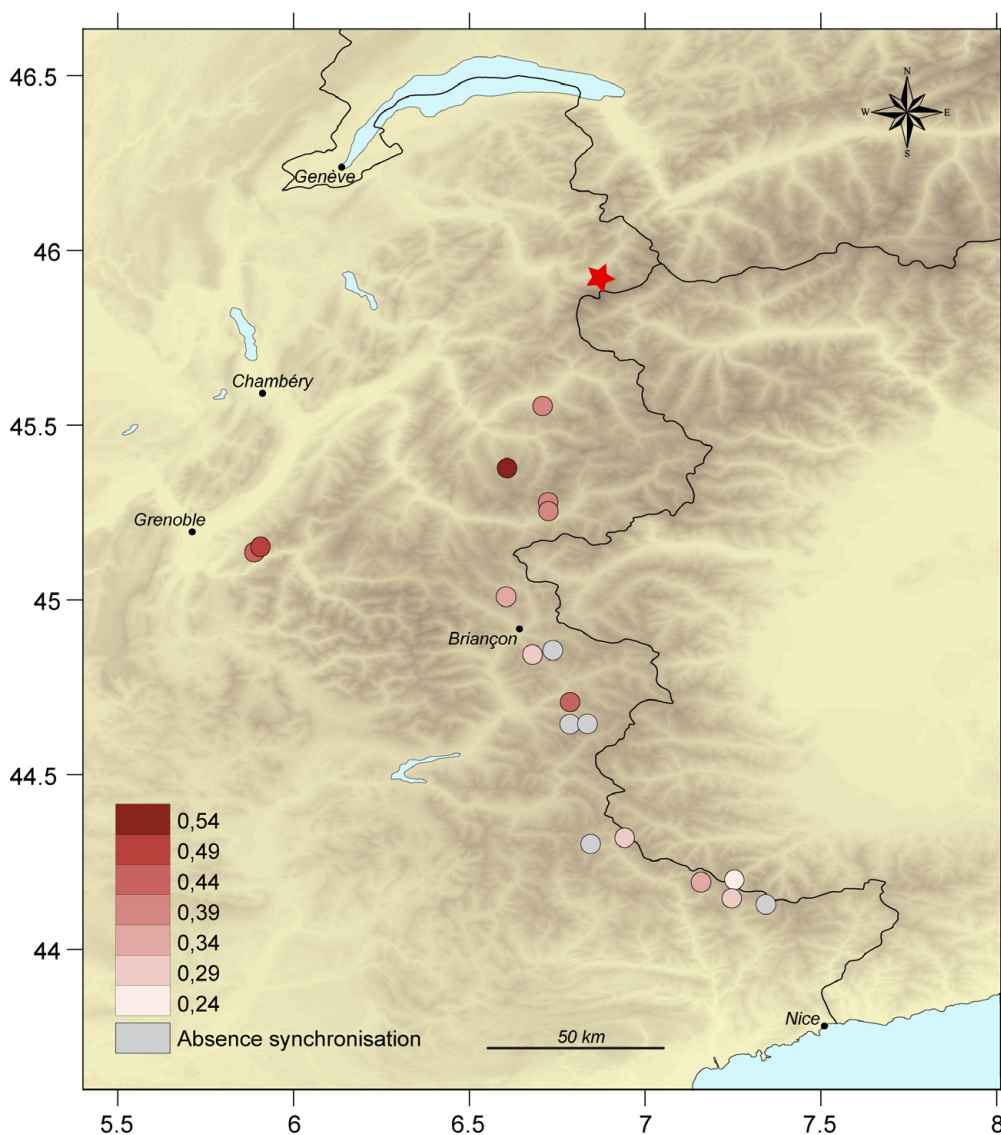


Fig. 4.15. Corrélations entre la chronologie MB_1H et les chronologies de *Pinus cembra* des Alpes occidentales (données : F. Meijer/ITRDB ; Petitcolas et Rolland, 1998 ; Edouard et al, 2002 ; Edouard non publié ; Saulnier et al, 2011). Calculs effectués avec le Logiciel DENDRON (Lambert, 2006) après standardisation des données avec la méthode de Besançon (Lambert, 2006) Les coefficients présentés correspondent à la position de synchronisation juste (les valeurs du *t* de Student correspondantes sont comprises entre 3,7 et 9,7). Les chronologies dont les meilleurs résultats indiquent des positions de synchronisation erronées sont représentées en gris ($r \leq 0,33$).

faibles, et présentent une forte variabilité spatiale. Une bonne corrélation apparaît néanmoins avec une chronologie du Queyras (Bramousse, 130 km ; $r = 0,41$). Avec le Mercantour les valeurs sont généralement faibles, mais significatives pour la plupart des chronologies (Isola, 190 km, $r = 0,34$; Sales, 197 km, $r = 0,29$)

Ces observations sont cohérentes avec les calculs effectués par Rolland (2002) sur les deux derniers siècles et par Edouard et al (2009) sur la période du PAG. Ils rapportent respectivement des distances de téléconnexion maximum pour *Pinus cembra* de 254 et 245 km dans les Alpes françaises. On peut noter en outre une influence zonale sur la croissance de *Pinus cembra* puisque les sites soumis aux flux d'ouest, aux précipitations les plus élevées (Belledonne, Moyenne Tarentaise), paraissent les mieux corrélés à la croissance mesurée dans le MMB.

4.2.4. Discussion

Le principal contrôle de la croissance de *Pinus cembra* identifié dans le § 4.2.1 est la température d'été, principalement celle du mois de juillet de l'année t , et août pour l'année $t-1$. La Figure 4.16 illustre la corrélation entre la croissance de *Pinus cembra* dans le massif du Mont Blanc et les températures moyennes du mois de Juillet depuis 1800 AD.

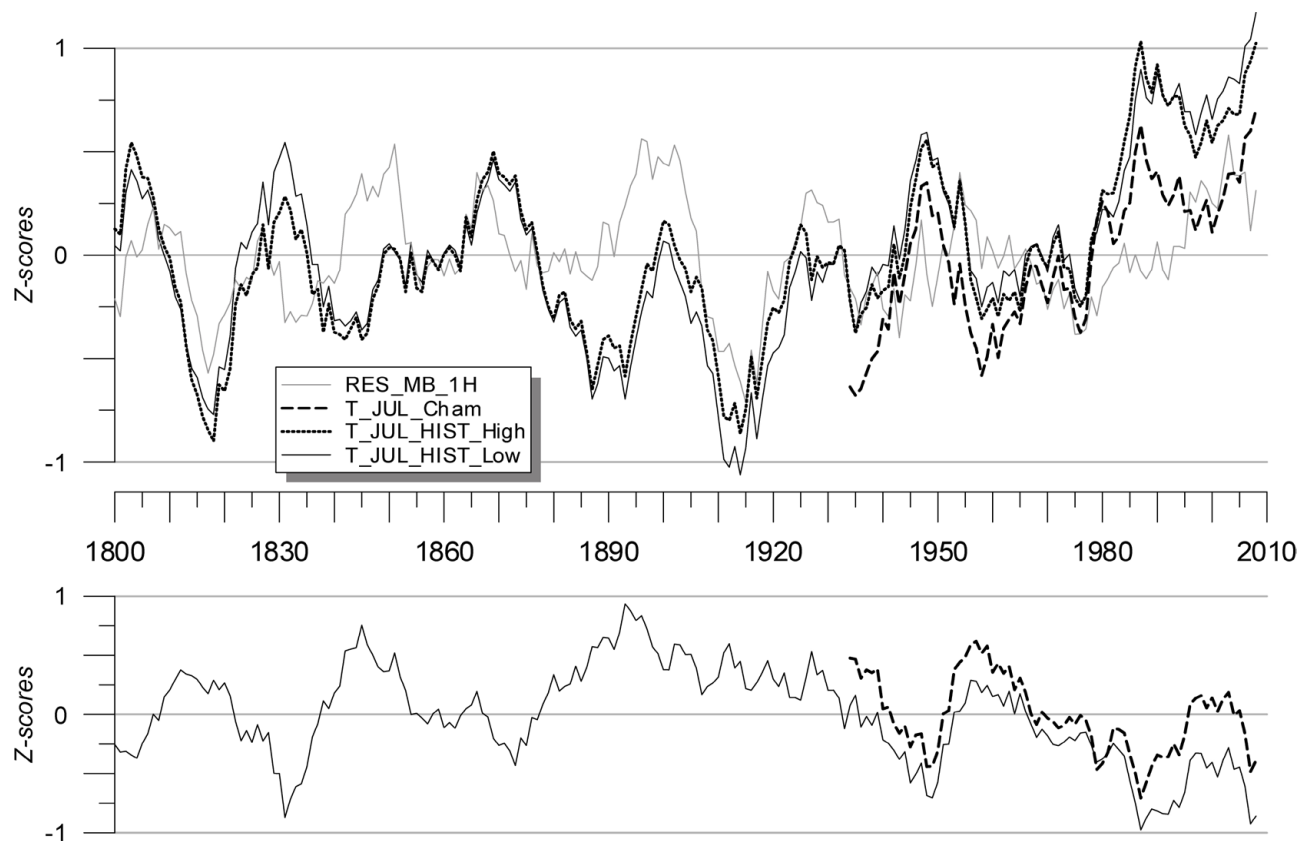


Fig. 4.16. (A) Corrélation entre la chronologie MB_1H RES et les températures moyennes du mois de Juillet depuis 1800 AD (coefficients de corrélation entre les séries brutes (et lissées avec une moyenne mobile sur 11 ans) : MB_1H/Histalp_Low, $r = 0,38$ (0,39) ; MB_1H/Histalp_High, $r = 0,37$ (0,41), **et depuis 1934 AD** (MB_1H/Chamonix, $r = 0,28$ (0,37). Les séries présentées sont exprimées en termes de déviations standards à la moyenne (z-scores) et lissées avec une moyenne mobile sur 11 ans ; **(B) Soustraction de la température de Juillet à l'indice de croissance.** Des valeurs négatives (positives) indiquent une divergence de la croissance radiale, marquée par des valeurs inférieures (supérieures) à celles de la température de juillet.

L'influence des **températures estivales** sur la croissance des conifères est largement démontrée (Eckstein et Aniol, 1981 ; Frank et Esper, 2005). Pour *Pinus cembra*, plusieurs travaux ont mis en évidence que la température du mois de Juillet est le principal contrôle de la croissance radiale (Frank et Esper, 2005 ; Carrer et al, 2007 ; Vittoz et al, 2008 ; Oberhuber et al, 2008 ; Saulnier et al, 2011). Néanmoins cette relation n'est pas stable à l'échelle décennale, et des décrochages sont notés sur certaines périodes (Fig. 4.16).

Ce phénomène, appelé *divergence effect*, a fait l'objet d'une littérature abondante ces dernières années car il a de fortes conséquences sur les reconstitutions de températures basées sur les cernes d'arbres (voir D'Arrigo et al, 2008 ; Salzer et al, 2009). Il apparaît également visible ici, surtout si l'on

considère les données Histalp (l'écart est moins marqué avec les températures de Chamonix). Il a été en outre démontré que l'intensité de cette divergence est grandement influencée par l'exposition du site : elle est ainsi plus faible au nord (Leonelli et al, 2009). Néanmoins, il est évident qu'un « décrochage » se produit au milieu des années 1980, comme rapporté par Oberhuber et al (2008). L'absence de signature marquée du cerne de 2003 est aussi une illustration de ce phénomène, puisqu'il correspond dans la chronologie CHAM à un faible accroissement de la croissance radiale (5,7%, $\sim 0,1\sigma$) par rapport à la moyenne de 1934-2008 alors que les températures de juillet étaient $1,1\sigma$ au dessus de la moyenne de la même période (station de Chamonix). Le même décalage peut être observé, à une échelle moindre, pendant deux autres périodes marquées par des étés chauds dans la région alpine : les décennies 1825-1835 et 1940 (Böhm et al, 2001 ; Corona et al, 2010b ; Fig. 4.16).

La raison de ces décalages résiderait dans l'impact négatif des sécheresses temporaires qui deviendraient le facteur limitant la croissance, même au niveau de la limite supérieure de la forêt. La relation négative entre l'évolution du potentiel hydrique du sol (ψ), et la croissance est bien établie, mais généralement considérée comme peu limitante dans ce type d'environnement – même dans les Alpes internes autrichiennes pourtant sèches (P_JJA : 358mm à 2245 m, Oberhuber, 2004) (Tranquillini, 1979). Il a pourtant été démontré que les sols peuvent devenir physiologiquement secs en altitude sur certaines périodes dans cette région (Anfodillo et al, 1998 ; Oberhuber, 2004). Ces conditions entraînent un déficit d'assimilation, et donc de croissance, particulièrement marqué chez *Pinus cembra* (Anfodillo et al, 1998). Dans le MMB, les précipitations sont plus importantes au niveau de la limite supérieure de la forêt que dans les Alpes orientales (JJA est aussi la période la plus arrosée avec 361 mm en moyenne à 1040 m ; période 1961-1990). Cependant, par analogie avec le reste des Alpes, l'occurrence d'un stress hydrique à la fin de la saison de croissance est envisageable car la sensibilité à ces épisodes est fortement conditionnée par les facteurs micro-topographiques : épaisseur du sol, exposition au vent, etc... (Pfeifer et al, 2005).

Des facteurs de seuil peuvent également expliquer le décrochage, et la réponse non linéaire à la température. Les conifères poussant en limite supérieure de la forêt ont une température optimale de photosynthèse relativement basse ($\sim 13-16^{\circ}\text{C}$) (Carrer et al, 1998) ; un fort dépassement de ce seuil n'entraîne donc pas de réponse linéaire en terme de croissance, ce qui a été démontré dans d'autres régions (D'Arrigo et al, 2004).

Le phénomène inverse est également observable avec des températures déviant négativement de la moyenne, qui ne se traduisent pas par une diminution de la croissance radiale (e.g. 1850, 1880-1900). Pour Pfeifer et al (2005), le conditionnement biologique de l'année précédente, ainsi que d'autres forçages que la température d'été, peuvent compenser la chute de croissance attendue.

Contrairement aux Alpes du sud, le contrôle de la croissance par les **précipitations hivernales et printanières** n'est pas significatif dans le MMB sur les deux derniers siècles, mais il le devient dans la seconde moitié du 20^e s (Fig. 4.12A). L'influence positive des précipitations de mars a aussi été rapportée par Oberhuber (2004).

L'évolution la plus marquante observée dans le MMB concerne le poids positif croissant des précipitations printanières dans la largeur des cernes au 20^e s, particulièrement visible pour les données de Chamonix (Avril ; Fig. 4.14).

Une telle évolution n'a pas été notée dans d'autres travaux portant sur l'évolution de la réponse climatique de *Pinus cembra* dans les Alpes (Carrer et al, 2007 ; Oberhuber et al, 2008 ; Saulnier et al, 2011). Elle pourrait être causée par la protection du manteau neigeux contre les gelées tardives, et par un apport en eau significatif, favorisant la croissance dans un contexte global de réchauffement.

Ceci est cohérent avec les résultats de Oberhuber et Kofler (2003) qui indiquent que ce sont les sites exposés nord qui montrent la plus forte réponse au réchauffement – qui y engendre une fonte précoce du manteau neigeux et une saison de croissance allongée.

Nous n'avons pas noté d'évolution concernant les fonctions de réponse des températures des mois de juillet et août qui sont très stables sur la période (Fig. 4.13), contrairement à Saulnier et al (2011), qui attribuent cette évolution notée en Vanoise, à un allongement de la saison de croissance par rapport aux Alpes du sud (Mercantour, Briançonnais). Leonelli et al (2009) rapportent également des corrélations très stables avec les températures estivales sur les sites exposés au nord.

L'évolution notable dans le MMB concerne plutôt la corrélation positive croissante avec la température de septembre qui apparaît au 20^e s (Fig. 4.13). Cela pourrait signifier un allongement de la saison de croissance sur une partie du mois de septembre, en raison de la baisse de la fréquence des gels nocturnes. Une telle évolution n'a pas été reportée par ailleurs, même si Carrer et al (2007) trouvent également une très forte évolution de la corrélation entre la température de septembre de l'année t sur les deux derniers siècles dans les Alpes occidentales : une très forte anti-corrélation avec la croissance prévalait au début de la période alors qu'elle n'est plus significative au 20^e s. Cette évolution n'apparaît pas dans les fonctions de réponse dans le reste des Alpes françaises (Saulnier et al, 2011).

En résumé, la croissance radiale de *Pinus cembra* est largement liée aux températures estivales, comme le montre sa hausse dans les Alpes depuis les années 1920 et davantage encore le milieu des années 1980 (Rolland et al, 1998). C'est d'autant plus vrai pour cette espèce qui a une capacité photosynthétique faible par rapport à d'autres essences de l'écotone de la limite supérieure de la forêt (*Larix*, *Picea*). Néanmoins sur certaines périodes la croissance tend à se découpler du seul signal thermique estival, en raison de l'influence croissante d'épisodes extrêmes (e.g. sécheresse estivale, précipitations printanières) (Oberhuber et al, 2008 ; Wieser et al, 2009).

Toutefois, d'autres facteurs non climatiques comme l'augmentation de la teneur en CO₂ dans l'atmosphère ont également été évoqués pour expliquer l'accroissement de la croissance radiale observée sur des périodes thermiquement similaires, entre la fin du PAG et les années 1980 (Nicolussi et al, 1995).

4.3. Comparaison avec l'enregistrement glaciaire

4.3.1. Comparaison avec les bilans de masse

Il n'existe pas de longue chronique de bilans de masse (b) dans le massif du Mont Blanc. La plus longue série est celle du glacier d'Argentière qui débute en 1976 (Vincent, 2002 ; Vincent et al, 2009). Ces données ont été corrélées avec les données climatiques de la station de Chamonix pour quantifier les paramètres qui contrôlent le b . Les coefficients de corrélation ont été calculés pour l'année t , avec la même procédure que pour les chronologies de cernes (*cf* § 4.2.1). Les b annuels spécifiques ont été préalablement transformés en indices en divisant les valeurs brutes par les valeurs données par une droite d'ajustement linéaire.

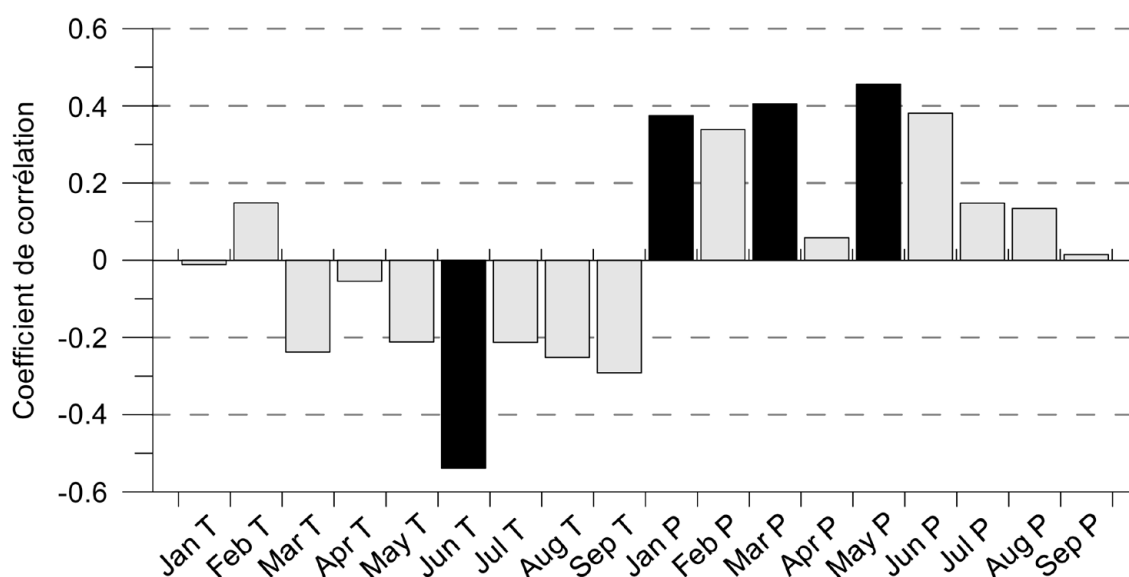


Fig. 4.17. Coefficients de corrélation entre la série de bilans de masse annuels du glacier d'Argentière (1976-2008), et les données climatiques de la station de Chamonix-Bouchet pour l'année t . Les valeurs significatives au seuil de 95% sont indiquées en noir.

Le contrôle thermique le plus important du b sur cette période est la température de juin (corrélation négative) qui va conditionner la durée de la saison d'ablation. Mais le forçage majeur concerne les précipitations de l'hiver, et surtout du printemps (mars et mai), positivement corrélées au bilan de masse.

Les chronologies de *Pinus cembra* sont habituellement considérées comme pertinentes pour la reconstitution des bilans de masse (Nicolussi, 1995 ; Leonelli et al, 2008) notamment parce qu'elles enregistrent peu d'effets non climatiques (*e.g.* Tordeuse chez *Larix decidua*).

Les indices de croissance des chronologies de cernes ont été comparés avec les b sur la période commune. Théoriquement, une corrélation négative est attendue entre ces deux séries du fait d'un même forçage principal (température d'été), *i.e.* les anomalies de températures positives favorisent la croissance des arbres (Fig. 4.16) et entraînent des bilans de masse négatifs (Fig. 4.17)

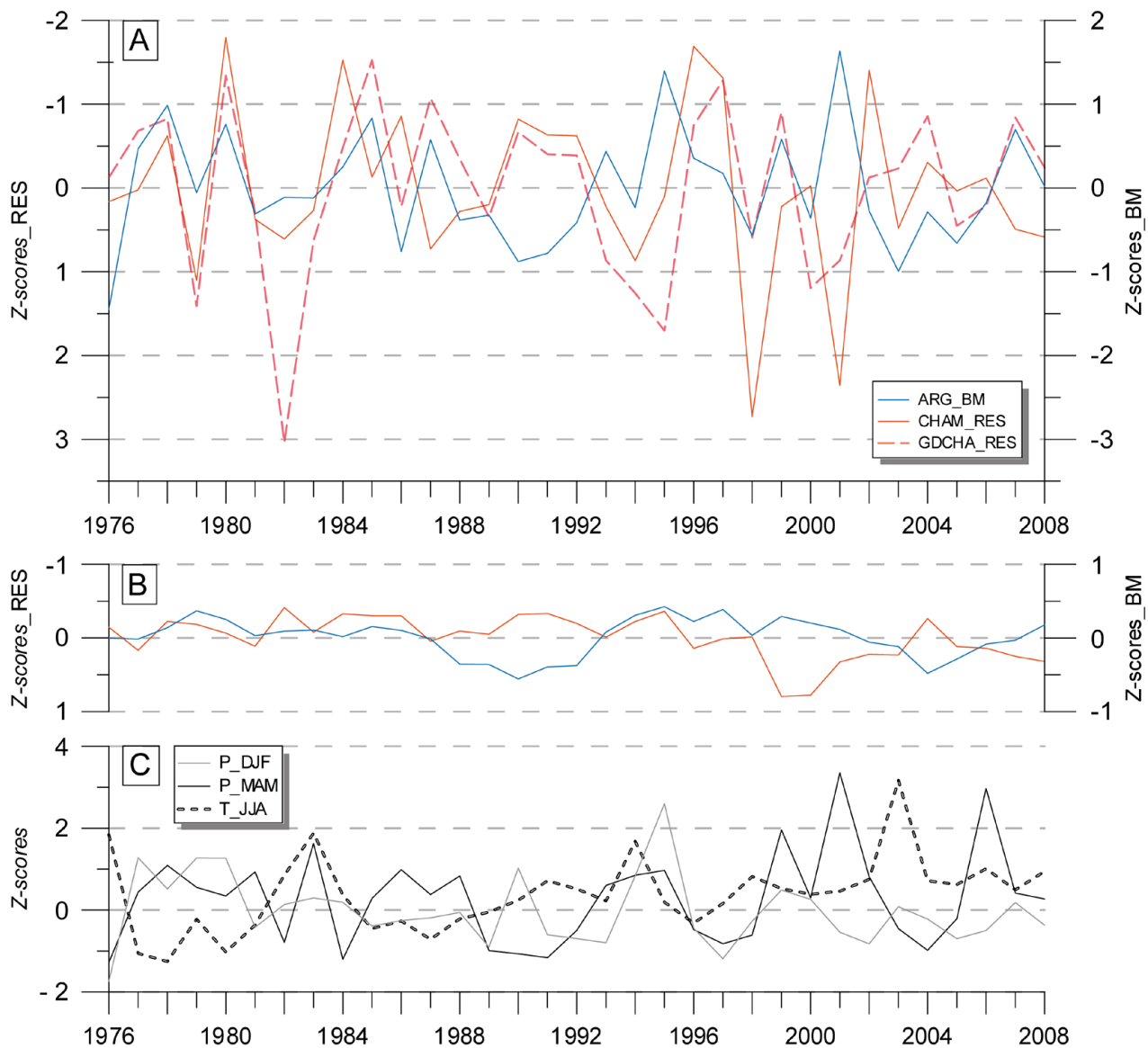


Fig. 4.18. (A) Indice du bilan de masse annuel spécifique du glacier d'Argentière (ARG_BM) comparé à l'indice de croissance de *Pinus cembra* (CHAM_RES) et *Larix decidua* (GDCHA_RES) sur la période 1976-2008 ; (B) Séries lissées avec une moyenne mobile sur 5 ans ; (C) Anomalies des précipitations de printemps (MAM), et des températures d'été (JJA), par rapport à la moyenne 1961-1990, pour la station de Chamonix-Bouchet. Toutes les séries sont centrées et exprimées en termes d'écart standards à la moyenne. Les séries de cernes sont inversés pour tenir compte de la corrélation négative théorique entre les deux enregistrements.

Les résultats sont présentés sur la Figure 4.18A. Ils indiquent une relation extrêmement contrastée à l'échelle interannuelle, et statistiquement inexistante (ARG_B/CHAM_RES : $r = 0,06$; ARG_B/GDCHA_RES : $r = 0,08$). Certaines périodes paraissent même corrélées positivement : *e.g.* 1989-1993, ou l'année 2001. Les séries lissées (Fig. 4.18B) montrent une corrélation positive encore plus marquée, bien que non significative (ARG_B/RES_CHAM : $r = 0,21$). La seule corrélation significative est trouvée entre les données de *b* brutes (non indicées) et la courbe CHAM_STD ($r = -0,29$; $p = 0,09$) (voir Fig. 4.19).

Afin d'évaluer ces désaccords, les anomalies saisonnières de précipitations hivernales et de températures pour JJA sont reportées sur la figure 4.18C. La comparaison indique que les années de

faible croissance des conifères qui ne correspondent pas à des bilans de masse positifs sont causées par une sécheresse hivernale et printanière marquée (*e.g.* 1976_DJF = $-1,7\sigma$; \bar{x} 1989-1993_MAM(DJF) = $-0,6\sigma$ ($-0,4\sigma$)) et des températures élevées pendant la saison de croissance.

Oberhuber (2004) trouve également une forte relation entre ces années exceptionnelles en termes de déficit d'enneigement et les chutes de croissance chez *Pinus cembra* en limite supérieure des arbres (voir sa Fig. 5). Les conclusions de Pfeifer et al (2005) vont dans le même sens en pointant une conjugaison de facteurs pouvant expliquer des chutes de croissance non visibles dans l'enregistrement des températures de juillet (*e.g.* températures automnales froides, faibles précipitations hivernales, sécheresse pendant la période de croissance). Une couverture nivale faible ou inexistante entraînant une vulnérabilité accrue au stress du au gel, et un impact négatif sur la croissance.

A l'inverse, les années de forte croissance des arbres correspondant à des bilans de masse très positifs sont causées par de très fortes anomalies de précipitations hivernales et printanières (1995_DJF(MAM) = $2,5\sigma$ ($0,9\sigma$) ; 2001_MAM = $3,3\sigma$).

Leonelli et al (2009) trouvent un bon accord avec les séries de bilans de masse pour des chronologies négativement corrélées aux précipitations de mars et qui possèdent un fort signal (positif) des températures estivales. A l'inverse, une corrélation positive entre les précipitations printanières et la largeur du cerne, comme cela est le cas dans le MMB (Fig. 4.12A) est la raison des corrélations très faibles avec les séries de *b*.

Ceci est d'autant plus vrai que la corrélation positive entre les largeurs de cerne et les précipitations de MAM n'est pas stable dans le temps, mais se renforce dans la seconde moitié du 20^e s dans le MMB (Fig. 4.14).

Le signal température dans la réponse climatique de *Pinus cembra* est donc fortement modulé par les précipitations de la fin de l'hiver sur les dernières décennies, ce qui fait diverger la relation largeur de cernes / *b*. Ces résultats traduisent l'instabilité d'un modèle qui relierait la croissance des arbres au bilan de masse sur cette période dans le MMB. Néanmoins les effets de site influencent l'enneigement (fréquence et vitesse du vent notamment) - et donc la sensibilité de la réponse des arbres. Les conclusions tirées de l'examen d'une chronologie unique ont de ce fait une portée limitée. La constitution d'un réseau de chronologie de *Pinus cembra* dans le MMB est souhaitable, afin de moyenner les réponses de plusieurs populations, et de renforcer ces résultats.

Nicolussi (1995) mentionne une amélioration de la relation statistique en considérant séparément la mesure du bois initial et du bois final, ce qui permet d'atteindre des corrélations de $-0,7$ entre les deux séries sur la période 1934-1988 pour Hintreisferner ($-0,86$ après lissage avec une moyenne mobile sur 5 ans). Cette méthode permet de tenir compte des « fenêtres temporelles » légèrement différentes de la sensibilité climatique des deux *proxies* (K. Nicolussi, com. pers.). Elle permet de capturer dans le modèle des paramètres météorologiques non représentés dans la largeur totale du cerne. La densité du bois final (représenté par sa largeur) est corrélée avec les températures de la fin de l'été (T_AS) (Frank et Esper, 2005) qui peuvent avoir une grande influence sur le bilan de masse certaines années (Fig. 4.17). De plus, comme l'autocorrélation est très forte dans les séries de *Pinus cembra*, le lissage améliore toujours les corrélations.

Ainsi, nous avons montré que les forçages contrôlant les bilans de masse et les largeurs de cernes de *Pinus cembra* sont légèrement différents dans le MMB : T_JUN pour les *b* et T_JUL pour les cernes. Mais surtout, il existe une forte corrélation positive avec les précipitations de printemps pour

les deux enregistrements. Cette réponse commune va à l'encontre de la relation théorique négative entre les forçages de ces deux objets, et induit une amplification du désaccord (signes différents) lors d'années exceptionnelles (*e.g.* 2001).

Ce découplage peut être dû à : i) une fréquence accrue d'épisodes extrêmes sur les dernières décennies, ii) à une hausse du contrôle de la croissance radiale par les précipitations dans un contexte de réchauffement. Ces conclusions rejoignent celles de Leonelli et al (2008) qui observent également un découplage lors d'années exceptionnelles, menant à une divergence entre les deux séries. De plus, les deux objets ne semblent pas être statistiquement corrélés aux précipitations estivales sur la période dans le MMB.

À l'inverse, dans les Alpes orientales, les chronologies de *Pinus cembra* semblent être négativement corrélées avec les précipitations de MAM et de JJA (Oberhuber et al, 2008 ; Leonelli et al, 2011) qui sont aussi les forçages principaux des *b* (en dehors de la T_JJA) (Leonelli et al, 2011). Dans cette région, les désaccords apparaissent plutôt à cause de l'effet de seuil de la réponse des arbres à la température qui induit une sous-estimation de la reconstitution du *b* d'années où la température estivale est bien au dessus de la moyenne (*e.g.* 2003) (Leonelli et al (2008 ; 2009)

Les *b* des glaciers alpins sont principalement contrôlés par les températures estivales mais les glaciers situés en marge de la chaîne (*i.e.* recevant des totaux pluviométriques annuels importants) – comme ceux du MMB – sont particulièrement sensibles aux précipitations et à leur variabilité (Marzeion et al, 2012, voir leur Fig. 10).

Cet aspect tend donc à renforcer encore une relation opposée à la relation « théorique » recherchée puisque les précipitations de printemps ont un poids qui se renforce dans l'explication des deux séries.

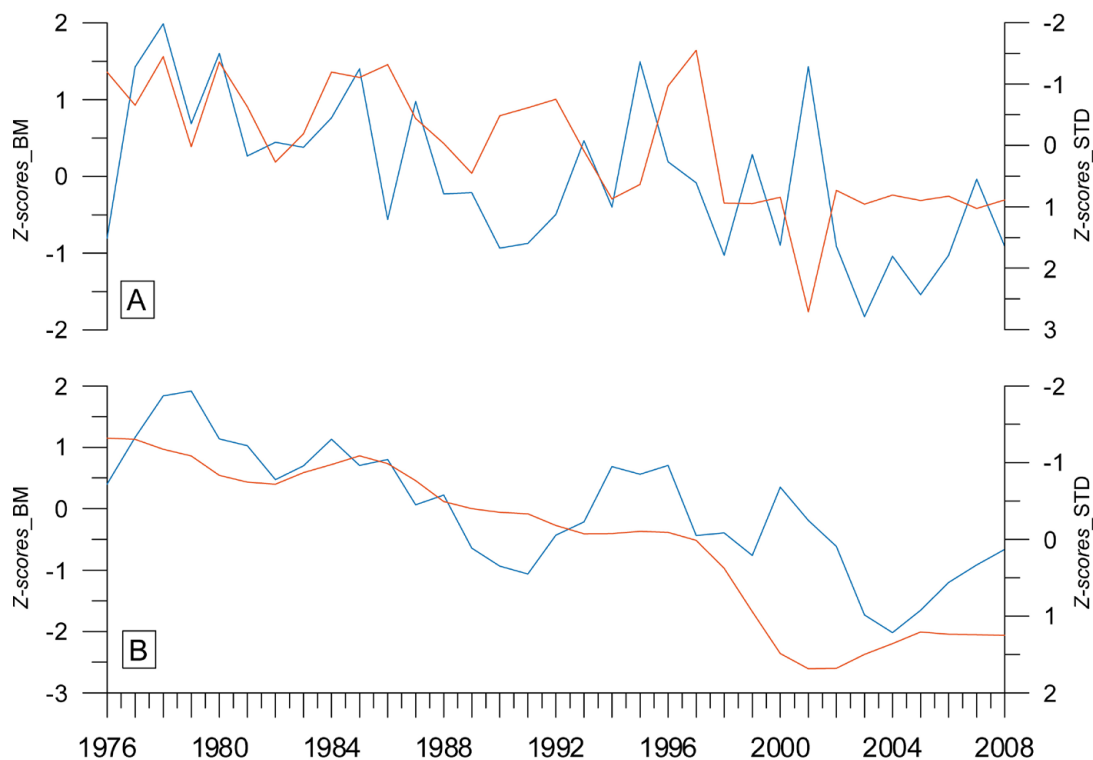


Fig. 4.19. A) Bilan de masse annuel spécifique du glacier d'Argentière (bleu, échelle dr.) et chronologie CHAM STD indicée (orange, échelle g.), sur la période 1976-2008 ($r = -0,29$; $p = 0,09$) ; B) Séries lissées avec une moyenne mobile sur 3 ans ($r = -0,73$; $p < 0,001$).

Afin d'améliorer le modèle dans une optique de reconstitution de b , les conclusions suivantes peuvent être tirées de cette analyse préliminaire :

- La mesure séparée du bois initial et du bois final permettrait d'améliorer la relation.
- La calibration sur une série de b plus longue est indispensable. Le glacier de Saint Sorlin possède l'une des plus longues séries dans les Alpes françaises (1957-). L'utilisation de plusieurs chronologies proches de ce site (Belledonne) permettrait de limiter l'influence des facteurs locaux.
- Il est nécessaire d'aller au delà de la variabilité interannuelle en considérant les moyennes fréquences et la tendance. Dans ce sens, l'utilisation des séries STD et le lissage des données peuvent améliorer la relation statistique.

4.3.2. Comparaison avec les fluctuations de longueur

Les séries de fluctuations de longueur des glaciers disponibles sur le secteur d'étude sont plus longues que les séries de bilans de masse, et permettent d'évaluer la relation entre les largeurs de cernes et les avancées glaciaires à une échelle séculaire. Ces deux mesures de l'activité glaciaire sont différentes. Les fluctuations de longueur représentent un signal climatique lissé et retardé du temps de réponse du glacier (Chapitre 2).

Les séries de cernes ont été comparées avec : i) quatre longues séries de variations frontales : Bossons (1870-), Mer de Glace (1878-), Argentièrre (1878-) et Trient (1879-) (données : C. Vincent/LGGE ; VAW/SCNAT/ETHZ) disponibles sur le versant nord du massif ; et ii) trois séries de variations frontales du versant sud issues de mesures étendues par une reconstitution récente (Imhof, 2010) : Pré de Bard (1818), Brenva (1818) et Miage (1767). Les calculs ont porté sur la période 1818-2008 pour BRE et MIA, et 1870-2008 pour PdB.

Les données de largeurs de cernes sont les chronologies STD non lissées pour les deux espèces (MB_1H et VIS). La chronologie MB_1H intègre en majorité des arbres ayant poussé à proximité immédiate des marges glaciaires (site MDC). Les chronologies STD sont considérées : i) représentatives du signal climatique de l'année t , puisque la réaction des arbres à la température est virtuellement immédiate (*cf* 4.2), et ii) intégrant l'effet retard qui régit également les variations frontales. Les corrélations significatives à un délai $t+n$ (*i.e.* cross-corrélation), représentent donc le temps de réaction du glacier à une perturbation donnée.

Les résultats de la cross-corrélation pour le secteur nord sont présentés dans le Tableau 4.4 et sur la Figure 4.20. Ils indiquent des temps de réaction de 3 ans pour le glacier des Bossons, 6 ans pour le glacier de Trient, 9 ans pour le glacier d'Argentièrre et 13 ans pour la Mer de Glace (MB_1H) (les calculs effectués avec la version ARS de la chronologie montrent des résultats identiques). Ces résultats sont parfaitement en accord avec les observations directes sur la période (Chapitre 2 ; Martin, 1977 ; Reynaud, 1993). Sur ce secteur, les résultats issus de la courbe VIS ne sont significatifs que pour les séries des Bossons ($p < 0,0001$) et de la Mer de Glace ($p = 0,05$) avec des temps de réaction respectivement de 4 et 17 ans.

Les résultats pour le secteur sud sont présentés dans le Tableau 4.5 et sur la Figure 4.21. Ils indiquent des temps de réaction respectifs de 11 ans, 15 ans et 17 ans, pour les glaciers de Pré de Bard, de la Brenva et du Miage (MB_1H).

Délai (années)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
BOS_MB-1H (r)	-0,328	-0,343	<u>-0,344</u>	-0,321	-0,290	-0,290	-0,279	-0,232	-0,183	-0,108	-0,004	0,070	0,122	0,184	0,248	0,2897	0,281
p value	9E-05	4E-05	4E-05	2E-04	0,001	0,001	0,001	0,008	0,037	0,224	0,966	0,437	0,175	0,040	0,005	0,0012	0,0017
BOS_VIS (r)	-0,2944	-0,3619	-0,4034	<u>-0,4119</u>	-0,4081	-0,4018	-0,3774	-0,3516	-0,299	-0,2482	-0,1879	-0,1308	-0,0578	0,0026	0,0452	0,065	0,0403
p value	0,0005	1,4E-05	1,1E-06	6,9E-07	9,8E-07	1,6E-06	8,2E-06	3,8E-05	0,0006	0,0046	0,0337	0,1428	0,52	0,9768	0,6178	0,475	0,6593
TRI_MB-1H (r)	-0,256	-0,265	-0,282	-0,301	-0,315	<u>-0,319</u>	-0,312	-0,257	-0,231	-0,169	-0,112	-0,125	-0,125	-0,055	0,025	0,0707	0,0909
p value	0,003	0,003	0,001	0,001	3E-04	3E-04	4E-04	0,004	0,011	0,065	0,227	0,178	0,181	0,555	0,792	0,4549	0,3385
ARG_MB-1H (r)	-0,023	-0,072	-0,122	-0,169	-0,218	-0,265	-0,312	-0,329	<u>-0,340</u>	-0,336	-0,308	-0,296	-0,281	-0,233	-0,175	-0,1282	-0,0873
p value	0,799	0,418	0,169	0,058	0,014	0,003	4E-04	2E-04	1E-04	2E-04	0,001	0,001	0,002	0,012	0,061	0,1723	0,3556
MdG_MB-1H (r)	-0,018	-0,046	-0,084	-0,126	-0,154	-0,165	-0,195	-0,194	-0,217	-0,231	-0,242	-0,272	-0,311	-0,298	-0,226	-0,1788	-0,1564
p value	0,837	0,607	0,344	0,160	0,085	0,066	0,030	0,032	0,016	0,011	0,008	0,003	0,001	0,001	0,015	0,056	0,0965
MdG_VIS (r)	0,142	0,1403	0,1117	0,1012	0,0698	0,0474	0,0164	-0,0131	-0,0071	-0,025	-0,0442	-0,0636	-0,1213	-0,134	-0,144	-0,1524	<u>-0,1846</u>
p value	0,1071	0,1129	0,2093	0,2576	0,4372	0,5994	0,8564	0,8856	0,9385	0,7858	0,6313	0,4918	0,1906	0,1496	0,123	0,1039	0,0493

Tab. 4.4. Résultats des cross corrélations entre les indices de largeur de cernes (chrono MB_1H) et les séries de variations de longueur des glaciers du versant nord du massif du Mont Blanc. Les valeurs significatives au seuil de 99% sont indiquées en gras, les valeurs retenues sont soulignées.

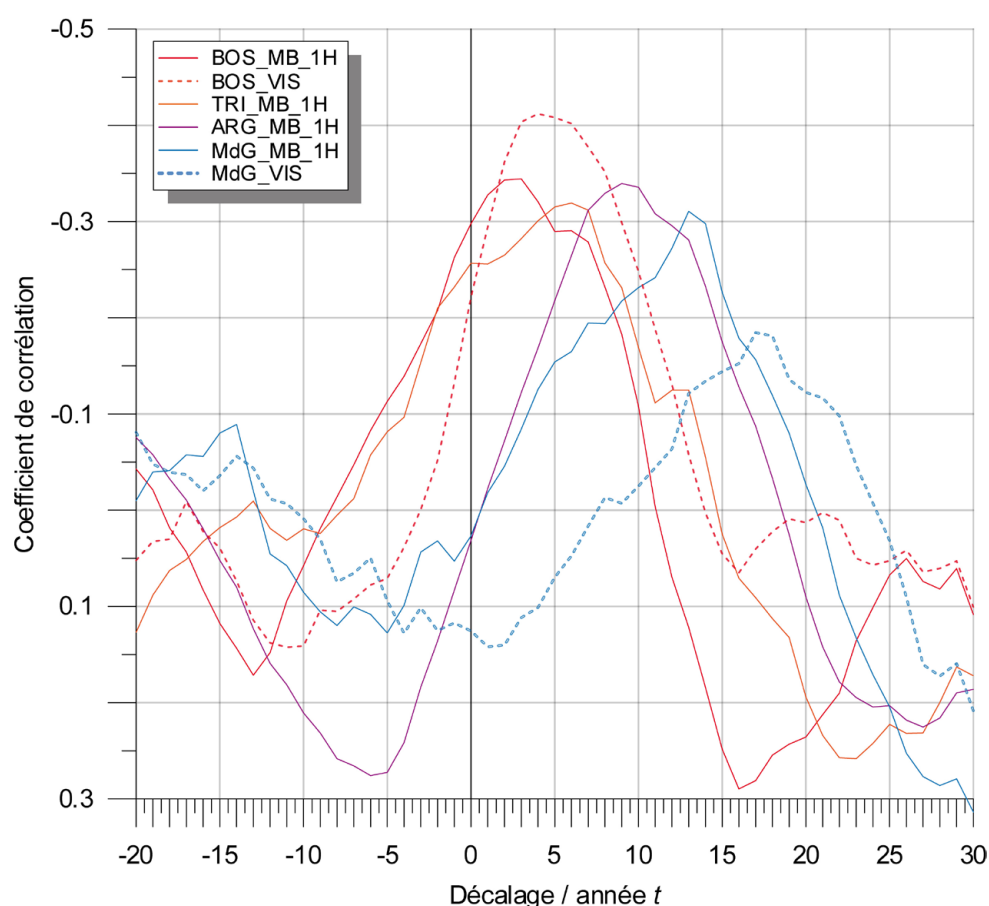


Fig. 4.20. Cross-corrélations entre les variations de longueur des glaciers du versant nord du MMB, et les indices de largeur de cernes pour Bossons (1870-2008), Trient (1879-2008), Argentière et Mer de Glace (1878-2008) (trait plein : chrono MB_1H, tiretés : chrono VIS)

Délai (années)	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
PdB_MB-1H (r)	-0,335	<u>-0,354</u>	-0,353	-0,325	-0,282	-0,235	-0,192	-0,145	-0,111	-0,086	-0,052	-0,005	0,025	0,069	0,125	0,16	0,189	0,199
p value	1E-04	<u>4E-05</u>	5E-05	2E-04	0,001	0,009	0,033	0,112	0,225	0,35	0,577	0,955	0,788	0,463	0,183	0,088	0,045	0,036
PdB_VIS (r)	-0,17	-0,19	-0,21	-0,24	-0,23	<u>-0,24</u>	-0,23	-0,22	-0,23	-0,24	-0,23	-0,22	-0,2	-0,18	-0,15	-0,1	-0,09	-0,08
p value	6E-02	3E-02	2E-02	8E-03	1E-02	<u>8E-03</u>	0,009	0,013	0,012	0,009	0,012	0,017	0,033	0,048	0,115	0,267	0,362	0,416
BRE_MB-1H (r)	-0,3	-0,31	-0,31	-0,32	-0,33	<u>-0,33</u>	-0,33	-0,32	-0,31	-0,29	-0,29	-0,28	-0,28	-0,26	-0,25	-0,23	-0,21	-0,2
p value	5E-05	3E-05	2E-05	1E-05	8E-06	<u>7E-06</u>	9E-06	1E-05	4E-05	1E-04	1E-04	2E-04	3E-04	7E-04	1E-03	3E-03	6E-03	9E-03
BRE_VIS (r)	-0,23	-0,24	-0,24	-0,25	-0,25	-0,25	<u>-0,26</u>	-0,25	-0,25	-0,25	-0,24	-0,24	-0,24	-0,24	-0,24	-0,24	-0,24	-0,23
p value	0,002	0,001	0,001	9E-04	7E-04	6E-04	<u>6E-04</u>	7E-04	9E-04	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,003
MIA_MB-1H (r)	-0,2	-0,23	-0,25	-0,27	-0,28	-0,31	-0,33	<u>-0,34</u>	-0,34	-0,33	-0,33	-0,33	-0,33	-0,32	-0,29	-0,24	-0,22	-0,19
p value	0,008	0,002	7E-04	4E-04	2E-04	4E-05	9E-06	<u>5E-06</u>	7E-06	1E-05	2E-05	2E-05	1E-05	2E-05	1E-04	0,002	0,005	0,019
MIA_VIS (r)	-0,05	-0,05	-0,06	-0,04	-0,05	-0,06	-0,08	-0,1	-0,12	-0,17	-0,19	-2E-01	-0,24	-0,27	-0,28	-0,28	<u>-0,29</u>	-0,28
p value	0,543	5E-01	4E-01	6E-01	5E-01	4E-01	3E-01	2E-01	1E-01	3E-02	2E-02	6E-03	2E-03	5E-04	3E-04	4E-04	<u>2E-04</u>	3E-04

Tab. 4.5. Résultats des cross corrélations entre les indices de largeur de cernes (chrono MB_1H) et les séries de variations de longueur des glaciers du versant sud du MMB. Les valeurs significatives au seuil de 99% sont indiquées en gras, les valeurs retenues sont soulignées.

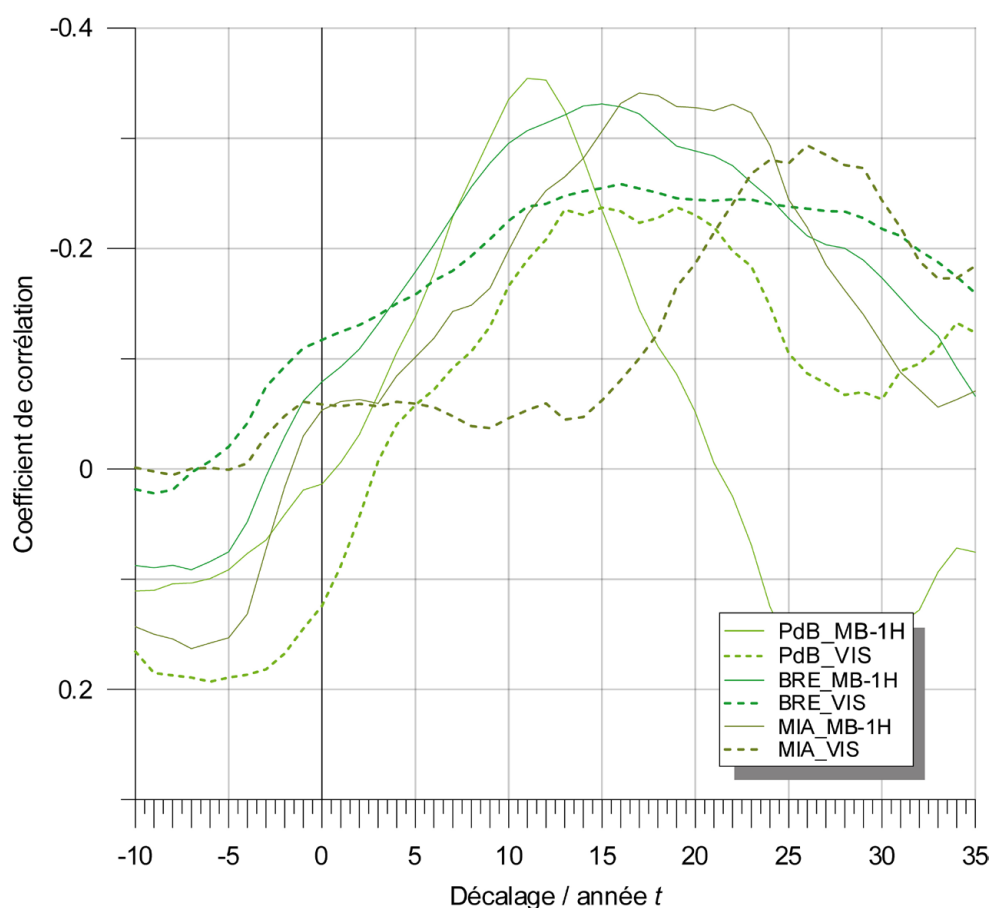


Fig. 4.21. Cross-corrélations entre les variations de longueur des glaciers du versant sud du MMB, et les indices de largeur de cernes sur la période 1818-2008 (trait plein : chrono MB_1H, tiretés : chrono VIS) (Les calculs pour PdB portent sur la période 1870-2008).

Un indice des variations frontales des glaciers du MMB (GL_MOY) a été déterminé en moyennant les valeurs des courbes de variations frontales individuelles alignées selon les temps de réponse déterminés précédemment (Fig. 4.22).

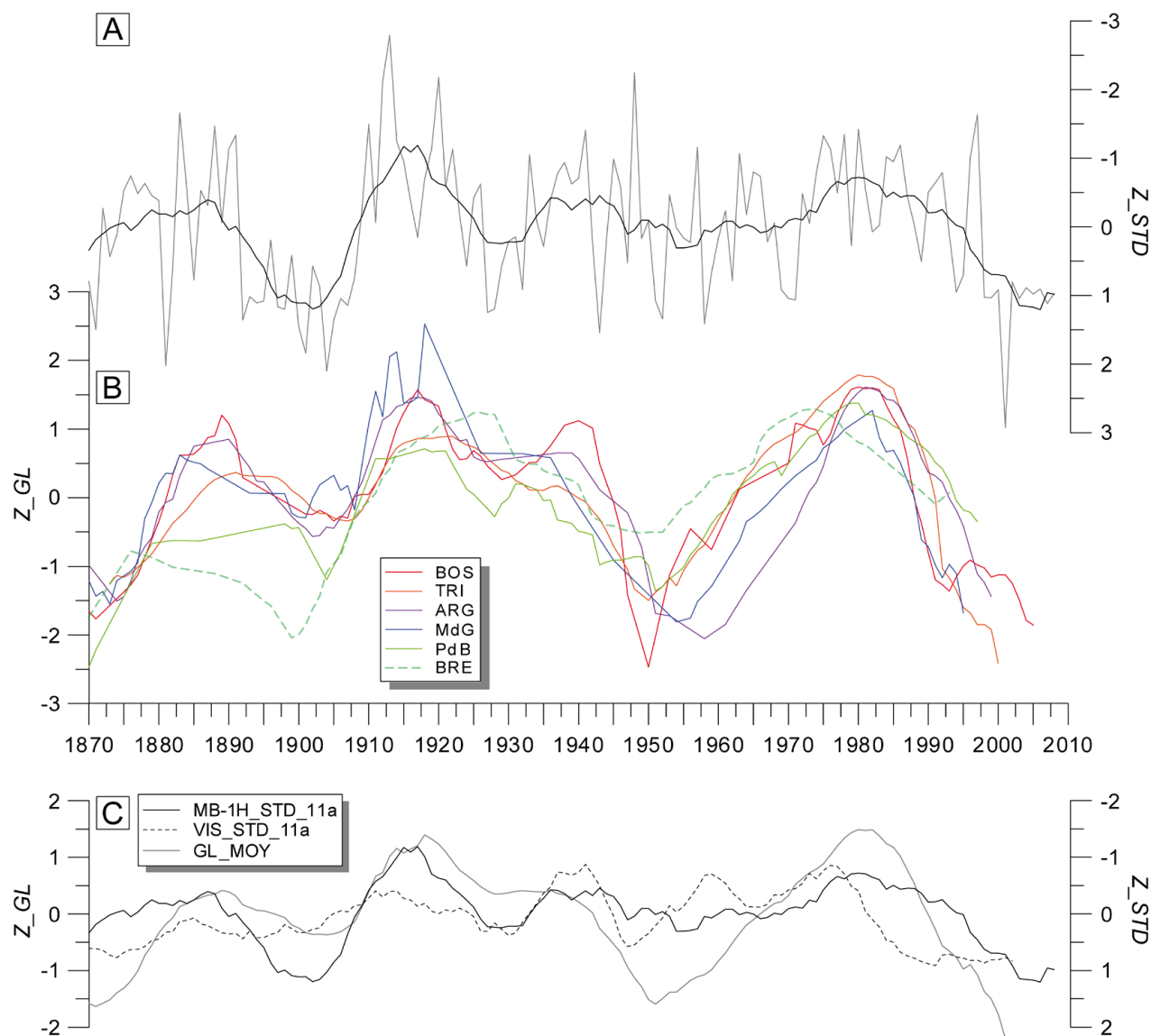


Fig. 4.22. (A) Série STD MB_1H, et (B) Séries de variations frontales de six glaciers du massif du Mont Blanc alignées selon leurs temps de réaction respectifs ; (C) Séries STD MB_1H et VIS, lissées avec une moyenne mobile sur 11 ans, comparées à l'indice moyen des variations frontales des glaciers du MMB. Toutes les séries sont centrées, détendancées, et exprimées en terme de déviations standards par rapport à la moyenne.

La comparaison de l'indice des variations frontales avec l'indice de croissance de la courbe MB_1H lissé sur 11 ans (Fig. 4.22C) montre une bonne corrélation ($r = -0,59$, $p < 0,0001$) sur la période 1870-2008. Les courbes BRE et MIA n'ont pas été incluses dans l'indice. La première est légèrement asynchrone (Fig. 4.22B), et la seconde reflète un signal lissé d'un glacier noir. Pour BRE, le temps de réaction de 9 ans calculé par Imhof (2010) par rapport au seul signal de température paraît donc plus juste que les 15 ans calculés ici d'après MB_1H.

La comparaison avec la chronologie VIS montre une corrélation inférieure ($r = -0,43$), qui s'avère plus élevée pour un décalage de -4 ans ($r = -0,54$). A l'échelle décennale les minimas de croissance de la courbe VIS sont antérieurs de quelques années à ceux de la courbe MB_1H (Fig. 4.22C) ce qui est cohérent avec les temps de réponse systématiquement plus longs calculés avec cette chronologie.

Cette démarche souffre d'un argument de circularité, *i.e.* les courbes ont été alignées selon leur corrélation avec le signal dendrochronologique. Cependant, la très bonne concordance avec les temps de réaction observés de façon directe indique que les variations des indices de cernes sont un bon *proxy* des variations de longueur des glaciers dans le massif du Mont Blanc à l'échelle décennale. De plus, ces temps de réaction sont plus fiables que ceux calculés par rapport aux seules températures car la réponse de l'arbre prend en compte à la fois les précipitations hivernales et les températures estivales (Pelfini et al, 1998). La différence avec les décalages observés avec les séries de bilans de masse réside dans le lissage. Le poids des années aberrantes, *i.e.* où l'on note une forte divergence de la réponse climatique des arbres, est amoindri dans ces séries. Le calcul porte de plus sur une période où les années aberrantes discutées dans le § 4.3.1 étaient présumées moins fréquentes.

Ces résultats montrent la pertinence des séries de cernes de *Pinus cembra* pour l'enregistrement de moyenne fréquence (décennale) des paramètres climatiques responsables des variations de bilans de masse, comme cela a souvent été proposé de manière qualitative (*e.g.* Lamarche et Fritts, 1971). Les coefficients de corrélation systématiquement plus faibles calculés avec les séries de *Larix decidua* (seule exception pour les Bossons qui possèdent le temps de réponse le plus court, ~3 ans) montrent une fois de plus que la réponse climatique de *Pinus cembra* possède une forte composante climatique, mais intégrée sur plusieurs années (> 3 ans).

4.4. Interprétation paléoclimatique des chronologies de bois subfossiles

Les dates de morts des arbres subfossiles présentées dans le Chapitre 3 constituent un enregistrement discontinu de l'activité glaciaire.

A la lumière des résultats obtenus concernant les forçages des séries de cernes (§ 4.2.1), et en se basant sur la bonne corrélation entre l'indice de croissance décennal de *Pinus cembra* et les variations glaciaires dans le MMB (§ 4.3.2), une interprétation qualitative des indices de croissance des bois subfossiles peut être esquissée d'un point de vue paléoclimatique.

L'interprétation des indices de croissance en terme de fluctuations glaciaires a souvent été proposée (*e.g.* Lamarche et Fritts, 1971 ; Villalba et al, 1990). Elle doit s'appuyer au préalable sur la caractérisation de la réponse de l'arbre au climat, et sur une évaluation de la robustesse de cette relation sur la période récente (Section 4.3 ; Renner, 1982 ; Villalba et al, 1990). A noter que cette interprétation n'est pertinente que sur les portions les mieux répliquées des chronologies (*voir* § 4.1.4).

Les données acquises dans le MMB sont comparées dans cette section à d'autres enregistrements à haute résolution provenant de la Grande Région Alpine ou de l'Europe nord-occidentale.

4.4.1. La période 2000-1400 BC

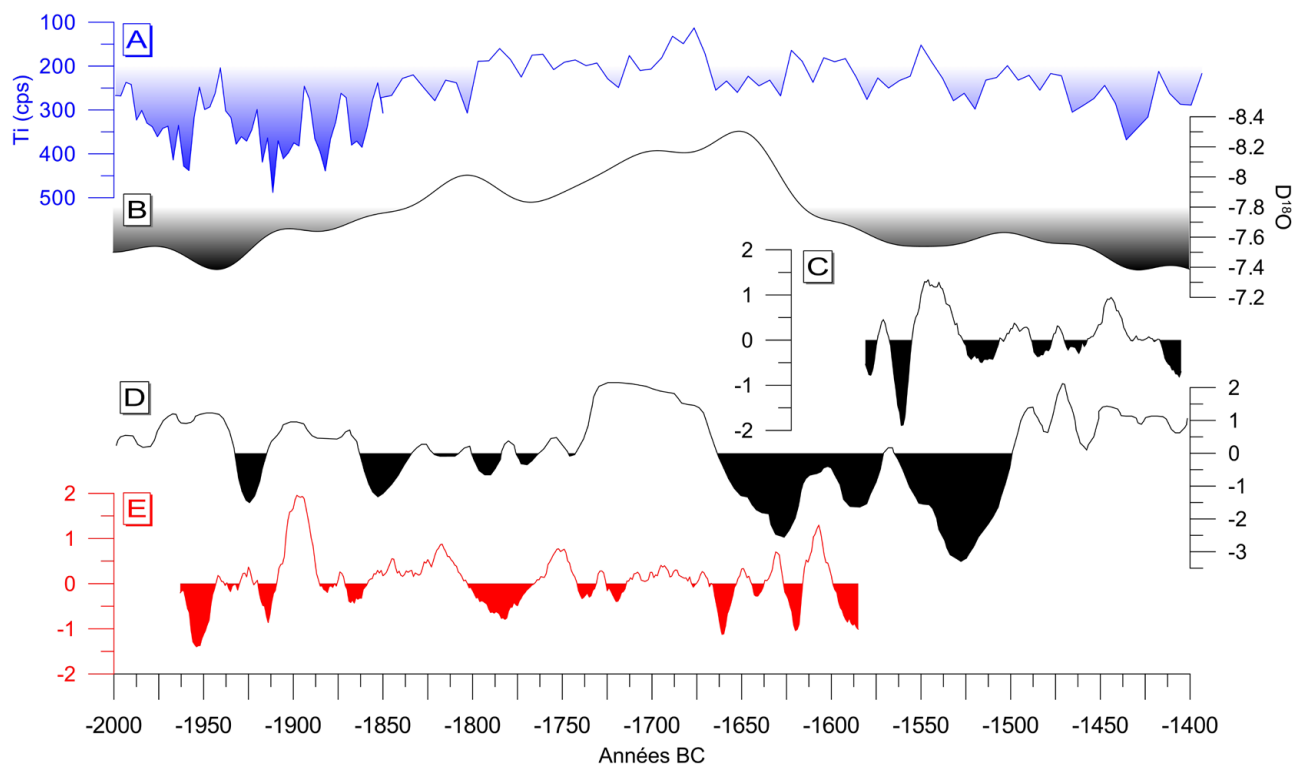


Fig. 4.23. Contexte paléoclimatique de la période 2000-1400 BC : (A) Enregistrement du Ti (carotte LDB04), marqueur du détritisme dans le lac du Bourget (Jacob et al, 2008) ; (B) Enregistrement COMNISPA, synthèse de la mesure du $\delta^{18}\text{O}$ dans trois stalagmites de la grotte de Spannagel (Tyrol, Autriche) interprété comme un proxy de température annuelle (Vollweiler et al, 2006) ; (C) Anomalies de croissance de *Pinus cembra* subfossiles du Lac Cristol (vallée de la Clarée, 05) (Edouard et Thomas, 2008) ; (D) Densité maximale du bois final de *Larix decidua* subfossiles de la tourbière Hohenbiel (Uri, Suisse ; chronologie Hohenbiel_6), interprétée comme un proxy des températures estivales (AS). Série lissée avec une moyenne mobile pondérée binomiale sur 31 ans (Renner, 1982) ; (E) Anomalies de croissance de la chronologie MB_5 (ce travail). Les séries sont centrées, réduites (sauf A et B), et lissées avec une moyenne mobile sur 11 ans (sauf D). Les anomalies sont exprimées en termes d'écarts standards à la moyenne.

La chronologie MB_5 couvre une partie du court optimum climatique identifié d'après les datations d'artefacts archéologiques sur des cols suisses (voir 2.3.3.4a) et le début de la phase froide du Lössen (3.8-3.4 ka ; Patzelt et Bortenschlager, 1973).

Dans sa partie la mieux répliquée elle montre un intervalle de faible croissance centré sur 1786 BC (1789-1780 BC : $-0,75\sigma$). A partir de 1666 BC, de fréquentes chutes de croissance abruptes se succèdent (Fig. 4.23E).

La mesure de la densité du bois final est un *proxy* plus robuste des températures estivales que ne le sont les largeurs de cernes (Bircher, 1982 ; Renner, 1982 ; Marcoux, 2000 ; Frank et Esper, 2005 ; Büntgen et al, 2006). La chronologie Hohenbiel_6 repose sur la mesure de la densité maximale du bois final, qui représente les conditions de la fin de la saison de croissance. Elle présente dans sa première partie des chutes brèves, puis indique que des conditions clémentes ont prévalu pendant

une période de 75 voire 100 ans – entre 1740 (1765) et 1665 BC – caractérisée par des valeurs de densité très élevées. De plus, cette période correspond parfaitement à un intervalle marqué par de très faibles apports détritiques dans le lac du Bourget (LDB) (Fig 4.23A).

Peu après, une chute brutale et prononcée des valeurs de densité se produit en l'espace de 5 ans. Cette péjoration marquée par des conditions de croissance inférieures à la moyenne va durer 165 ans (1500 BC). Elle se singularise par les valeurs les plus basses mesurées par Renner (1982) sur des bois subfossiles holocènes (à l'exception de la période du PAG, non étudiée) (Fig. 4.23D). A noter que les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ de la grotte de Spannagel connaissent une brusque hausse également à cette période (Fig. 4.23B). Le décalage (~ 40 ans) avec les séries dendrochronologiques peut venir de l'incertitude sur le modèle d'âge, ou du temps de transfert de l'eau dans le système karstique.

Cette première chute abrupte culmine en **1660 BC** dans le MMB. Un second épisode est marqué par les valeurs extrêmement basses atteintes en 1623 ($-2,8\sigma$) et 1622 ($-2,1\sigma$) BC. Enfin, la 3^e dépression est interrompue par la mort de l'échantillon MDG5-01, probablement recouvert par le glacier en 1581 BC.

À l'échelle hémisphérique, la décennie **1620 BC** est marquée par un refroidissement brutal, identifié dans plusieurs chronologies à 1628-1627 BC, et attribué à l'éruption de Théra (Ile de Santorin, Grèce) (Baillie, 1995 ; Grudd et al, 2000 ; Friedrich et al, 2006). Les valeurs observées pour cet événement climatique catastrophique semblent donc légèrement asynchrone dans le MMB (même après ajout de l'année « 0 »), et pourraient s'expliquer par une réponse décalée de *Pinus cembra*, mais aussi par le fait que la réplique de la chronologie est faible à cette période et sans doute perturbée par la proximité du glacier (Chapitre 3). Grudd et al (2000) identifient une seconde chute de croissance, moins prononcée, un siècle plus tard qui apparaît également dans la chronologie du Lac Cristol en **1527-1526 BC** ($-1,2\sigma$) et dans la chronologie Höhenbiel_6.

Pendant l'intervalle paroxysmal du Lössen, les variations glaciaires paraissent avoir suivies la courbe des températures estivales : Nicolussi et Patzelt (2001) relatent un premier maximum du Gepatschferner atteint en 1626 BC, puis après une courte décrue, un maximum supérieur au niveau des années 1930 est atteint après 1555 BC (§ 2.3.3.4b). La stratigraphie des dépôts glaciaires de cette période indique souvent deux avancées distinctes et rapprochées (car non distinguables par les datations ^{14}C), parfois séparées par un sol fossile. D'après la courbe MB_5, il est probable qu'une première avancée se soit produite deux siècles plus tôt. La datation dendrochronologique indiquant que le glacier du Gorner a dépassé une extension inférieure à celle de 1954 après 1851 BC (Holzhauser, 2010) est cohérente avec un premier maximum glaciaire du Lössen atteint dans la première moitié du 18^e s (vers **1780 BC** ?).

A noter que sur un site de tourbière proche du MMB deux événements détritiques ont été datés de la période du Lössen. Ils encadrent respectivement un âge de 3557 ± 82 cal BP et sont interprétés comme des événements érosifs d'origine climatique survenus dans un bassin versant rendu plus sensible par les défrichements anthropique qui ont commencé dès le 3^e millénaire BC (David, 2010). Ces résultats renforceraient l'hypothèse de deux événements bien distincts auxquels peuvent correspondre deux avancées glaciaires.

4.4.2. La période 1400-500 BC

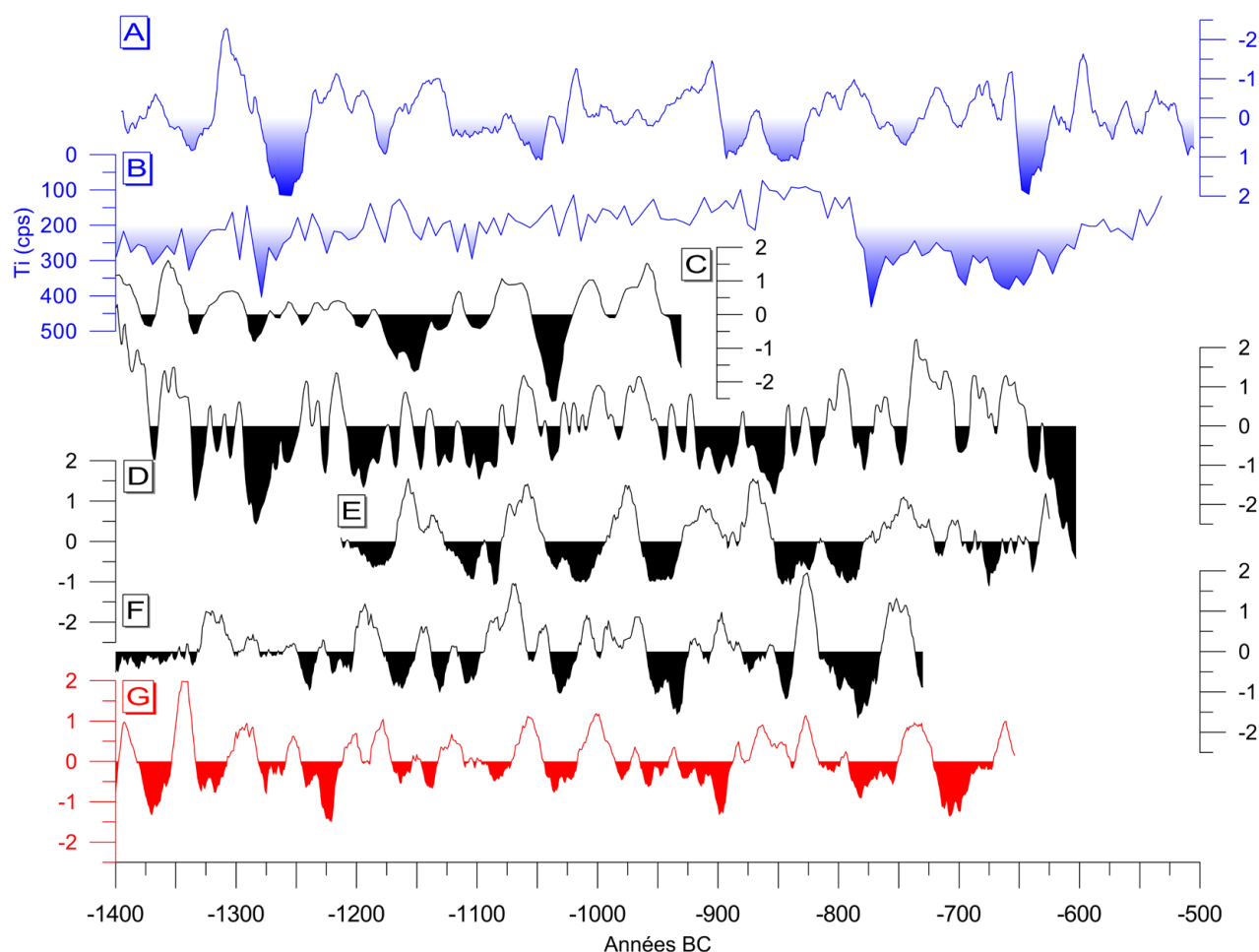


Fig. 4.24. Contexte paléoclimatique de la période 1400-500 BC : (A) Anomalies de croissance positives de chênes subfossiles de l'E de la France, interprétées comme des P_{AMJ} supérieures à la normale. Série standardisée avec une spline de 150 ans (données : W. Tegel) ; (B) Enregistrement du Ti (carotte LDB04), marqueur du détritisme dans le lac du Bourget (Jacob et al, 2008) ; (C) Densité maximale du bois final de *Larix decidua* subfossiles de la tourbière Hohenbiel (Uri, Suisse) (chronologie Hohenbiel_6), interprétée comme un proxy des températures estivales (AS). Série lissée avec une moyenne mobile pondérée binomiale sur 31 ans (Renner, 1982) ; (D) Anomalies de croissance de *Larix decidua* subfossiles provenant de marges proglaciaires du Valais (chronologie MKGOESCH_1). Données lissées avec une moyenne mobile pondérée sur 13 ans (Holzhauser, 2009) ; (E) Anomalies de croissance de *Fagus sylvatica* pour la Haute-Souabe (SW Allemagne). Bois archéologiques provenant d'habitats palafittiques (Lac de Federsee). Série standardisée avec une spline de 200 ans (Billamboz, 2003) ; (F) Anomalies de croissance de *Pinus cembra* subfossiles du Lac Cristol (Edouard et Thomas, 2008) ; (G) Anomalies de croissance de la chronologie MB_4 (ce travail). Toutes les séries (sauf B et C) sont centrées, réduites, et lissées avec une moyenne mobile sur 11 ans. Les anomalies sont exprimées en termes d'écart standards à la moyenne.

La courbe MB_4 couvre la transition entre l'optimum de l'Age du Bronze (~1400-1000 BC) et la période du Göschenen I (~1000-400 BC) (Fig. 4.24G). Les deux premiers siècles de cet optimum sont marqués par une contraction des glaciers alpins (Holzhauser et al, 2005 ; Holzhauser, 2009). C'est

pourquoi la faible croissance observée dans les premières décennies de MB_4 peut être un artefact du à la faible réplication ($n = 2$ jusqu'en 1280 BC). En revanche, la chute de croissance de la fin du 13^e s BC ($n = 4$) qui culmine en 1225-1224 BC ($-2,9\sigma$) confirme les quelques preuves d'une avancée glaciaire à cette période (Chapitre 3).

Des bois non *in situ* d'Aletsch, dont les derniers cernes sont conservés, indiquent une avancée jusqu'à une extension inférieure à celle de 2000 AD en 1213-1211 BC (Holzhauser, 2009). De même, quatre échantillons détritiques du Gepatschferner – auxquels il manque des cernes périphériques – indiquent un recouvrement vers 1200 BC (Nicolussi et Patzelt, 2001 : 43).

Cette avancée a pu être causée par une hausse des précipitations printanières centrée sur 1250 BC, bien visible dans les séries des chênes de l'Est de la France (Fig. 4.24A). La fin du **13^e s BC** est également marquée par : i) une fréquence de crues supérieure à la moyenne dans l'enregistrement sédimentaire du Lac d'Anterne (2063 m, haute vallée de l'Arve) interprétée comme des précipitations estivales/automnales importantes (Giguet-Covex et al, 2012) ; et ii) des durées d'englacement très importante (>230 j/an) sur le lac Oberer Landschitzsee (2076 m, Autriche ; Schmidt et al, 2008).

Une autre forte chute de croissance de la courbe MB_4 commence vers 950 BC et culmine en **900 BC** ($n = 7$). Elle est asynchrone par rapport aux deux chronologies provenant de milieux non-glaciaires (Cristol et Federsee) et aux chronologies de chênes de tourbières allemands (Leuschner et al, 2002) qui montrent toutes des minima centrés sur 950 BC. Elle est par contre en phase avec la chronologie du Valais marquée par de faibles valeurs dans la première moitié du 9^e s (Fig. 4.24D). La persistance de croissance en dessous de la moyenne jusqu'à 900 BC sur les deux sites en contexte glaciaire pourrait indiquer une proximité relative du glacier, entraînant un microclimat local défavorable à la croissance. La progression des glaciers au milieu du 10^e s est attestée sur de nombreux sites (§ 2.3.3.4c et Chapitre 3). Elle pourrait s'expliquer aussi par la hausse des précipitations enregistrée à partir de 2950 b2k par la mesure des isotopes stables de l'O et du C dans un plancher stalagmitique d'une grotte autrichienne (Boch et Spötl, 2011).

Le début du **8^e s BC** voit une perturbation majeure avec des chutes de croissance centrées sur 779-778 BC et une forte augmentation du détritisme dans le lac du Bourget (maximum à 773 BC). Cette période correspond à la transition Subboréal/Subatlantique (Van Geel et Magny, 2002). Elle est probablement caractérisée par de hauts niveaux glaciaires dans le MMB comme le montrent les dates de morts présentées au Chapitre 3. La persistance de conditions favorisant des bilans de masse positifs est attestée jusque vers 710 BC ($-2,5\sigma$) (Fig. 4.24G), date à laquelle le Gepatschferner a aussi atteint une extension de l'ordre de 1935 (712 BC).

Au vu des indices de croissance il est probable que cette dernière partie du Göschenen I, incluant les 8^e et 7^e, ait vu des hauts niveaux glaciaires continus entrecoupés de brefs retraits, puisqu'une dépression est visible dans la chronologie du Valais à partir de 640 BC.

De plus, la période centrée sur **600 BC** est marquée par des températures printanières et automnales particulièrement basses dans les Alpes orientales (Schmidt et al, 2008). Ces conditions expliquent les maxima atteints par le Gepatschferner, la Mer de Glace et le glacier d'Aletsch respectivement en 637 BC, après 608 BC, et en 600 BC (ou peu après). L'hypothèse d'un retrait glaciaire relatif est vraisemblable au 6^e s BC comme l'indiquerait l'absence d'échantillons de bois subfossiles, de même que les apports détritiques dans le lac du Bourget qui fléchissent notablement après 600 BC – même si des preuves existent pour des niveaux glaciaires relativement élevés jusqu'au milieu du 5^e s BC (§ 2.3.3.4c).

4.4.3. La période 50-650 AD

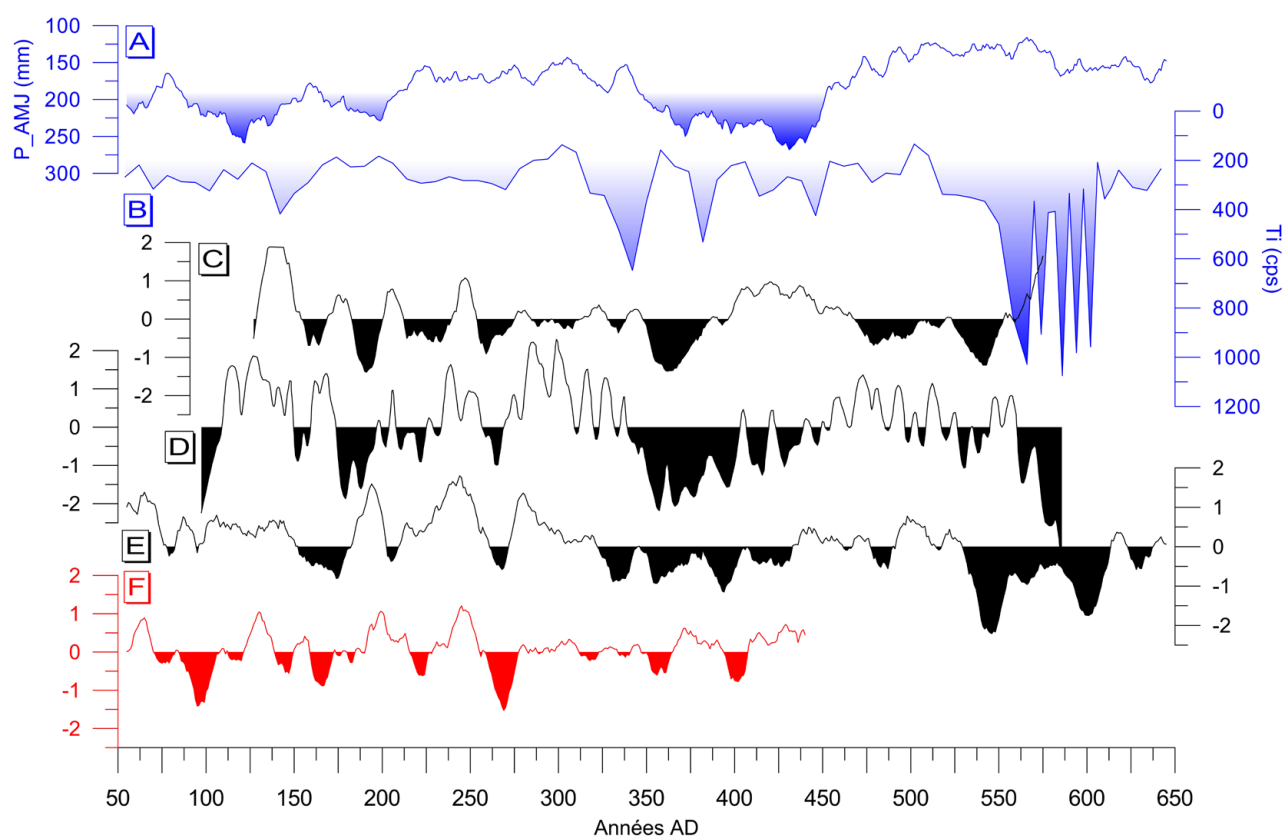


Fig. 4.25. Contexte paléoclimatique de la période 50-650 AD : (A) Reconstitution des précipitations de printemps (AMJ) pour l'Europe du nord occidentale (Bassin Parisien-Bavière-NE Allemagne) basée sur des chênes subfossiles (Büntgen et al, 2011) ; (B) Enregistrement du Ti (carotte LDB04), marqueur du détritisme dans le lac du Bourget (Jacob et al, 2008) ; (C) Densité maximale du bois final d'échantillons subfossiles (*Larix decidua*) provenant du glacier d'Aletsch, proxy des températures estivales (Renner, 1982) ; (D) Anomalies de croissance de *Larix decidua* subfossiles provenant de marges proglaciaires du Valais (chronologie MKGOESCH_2). Données lissées avec une moyenne mobile pondérée sur 13 ans (Holzhauser, 2009) ; (E) Reconstitution des anomalies de température estivale (JJA) par rapport à la moyenne 1901-2000, basée sur l'EACC (*Pinus cembra*, Alpes orientales) (Büntgen et al, 2011) ; (F) Anomalies de croissance de la chronologie MB_3 (ce travail). Toutes les séries (sauf B et D) sont centrées, réduites, et lissées avec une moyenne mobile sur 11 ans. Les anomalies sont exprimées en termes d'écarts standards à la moyenne.

La première moitié du premier millénaire AD marque le retour à des conditions favorables aux bilans de masse glaciaires après l'optimum Romain. Cette période est clairement biphasée comme le montre le niveau des apports détritiques dans le lac du Bourget, interprété comme *proxy* des avancées glaciaires dans le MMB (Arnaud et al, 2005a ; Debret et al, 2010) (Fig. 4.25B).

La première phase est marquée par des chutes de croissance abruptes et brèves qui culminent à **270 AD** dans le MMB (264-274 AD : $-0,54\sigma$; 270 AD : $-2,4\sigma$) (Fig. 4.25F). Cette période de croissance en dessous de la moyenne est la plus importante enregistrée dans MB_3. Elle est confirmée par une bonne réplique ($n = 7$). Cette décennie a probablement été marquée par des températures estivales

très basses et un faible ensoleillement dans les Alpes du nord. A cette période, les précipitations printanières sont au niveau de la moyenne (Fig. 4.25A). Puis, un premier pic de détritisme est enregistré vers 340 AD dans le LDB (Fig. 4.25B), parfaitement cohérent avec l'augmentation des précipitations dans la première moitié du 4^e s AD dans les Alpes orientales (Boch et Spötl, 2011) et avec l'abandon des occupations romaines situées dans la plaine alluviale du Rhin après 320 AD, en réponse à une hausse de l'activité du fleuve (Ollive et al, 2008).

Conjointement, ces données indiqueraient un premier maximum glaciaire entre la fin du 3^e s et la seconde moitié du 4^e s AD (~280-375 AD), ou plus vraisemblablement une avancée en deux temps culminant vers **280** et **340-370 AD**. Dans ce schéma la datation de **357 AD** pour le maximum du glacier des Bossons paraît très cohérente.

La forte chute de croissance de la fin du 3^e s (270 AD) possède une signification régionale car elle est présente dans toutes les chronologies d'arbres subfossiles de tourbières d'Europe du nord (Leuschner et al, 2002 ; Sass-Klaassen et Hanraets, 2006). Dans ces environnements, les chutes de croissance abruptes sont interprétées comme une réponse de l'arbre à une hausse temporaire de la nappe, ou à une inondation (Saas-Klassen, 2004). Son occurrence sur des sites distants indique clairement un forçage climatique (hausse de l'humidité) – au-delà des conditions de site.

La tendance à la baisse des températures estivales se confirme dans la seconde moitié du 4^e s AD, en phase avec une augmentation des précipitations printanières. Il est probable que cette période ait été marquée par de hauts niveaux glaciaires moyens continus. Les analyses isotopiques (δD , $\delta^{13}C$) conduites sur la chronologie holocène de chênes allemands indiquent un minimum marqué centré sur **390 AD**, qui est interprété comme l'une des périodes les plus froides et humides de l'Holocène (Mayr et al, 2003). Néanmoins, un réchauffement significatif s'est produit avant la fin de ce siècle comme l'indiquent à la fois le retrait de la Mer de Glace (*cf* § 3.5.1) et les données densitométriques du glacier d'Aletsch (Fig. 4.25C).

On peut souligner ici l'asynchronisme entre les *proxies* de températures de la région alpine présentés dans la Figure 4.25 et les reconstitutions de températures estivales européennes et scandinaves qui montrent plutôt un refroidissement centré sur la première moitié du 4^e s AD (~320 AD) et non la seconde (Büntgen et al, 2011 ; Esper et al, 2012).

L'événement majeur du premier millénaire est la très forte chute des températures qui intervient dans la première moitié du **6^e s AD**. Selon la reconstitution des précipitations printanières, cette chute se produit dans un contexte plutôt sec. Néanmoins, les décennies 530-540 AD correspondent à une forte chute de croissance se terminant par l'épisode de mortalité le plus important du premier millénaire pour les arbres de tourbières en Europe du nord (Leuschner et al, 2002 ; Saas-Klassen et Hanraets, 2006). Cela indique une hausse des précipitations à cette période, non retranscrite par la reconstitution saisonnière. A ce titre, l'avancée de la Mer de Glace datée **après 525 AD** (Chapitre 3) est remarquablement synchrone avec le dernier niveau détritique enregistré dans la tourbière étudiée par David (2010) et daté après 1436 ± 81 cal BP (~ **515 cal AD**) et confirmerait ces hauts niveaux de précipitations, également retranscrits dans la série du LDB **après 550 AD** (Fig. 4.25B)

Il est probable que ce refroidissement hémisphérique du milieu du 6^e s AD – du même niveau que la décennie 1810 AD – ait été causé par une éruption volcanique (Larsen et al, 2008 ; Baillie, 2008). Mais la persistance de températures très froides jusqu'au début du 7^e s AD implique le relai d'un autre forçage. L'enregistrement des grands glaciers suisses montre des variations calquées sur la courbe de température, avec une décrue prononcée au début du 7^e s (Holzhauser et al, 2005 ; Holzhauser, 2010). A l'inverse les données du Gepatschferner indiquent que des troncs ont été enfouis à la fin du 7^e s,

avec un glacier à nouveau en progression au 8^e s qui atteint le niveau de 1940 vers 786 AD) – cette avancée culminant au début du 9^e s (809 AD). Dans le MMB, les données dendrochronologiques sont inexistantes pour cette période, aucun bois n’ayant pu encore être synchronisé.

4.4.4. La période 750-1375 AD

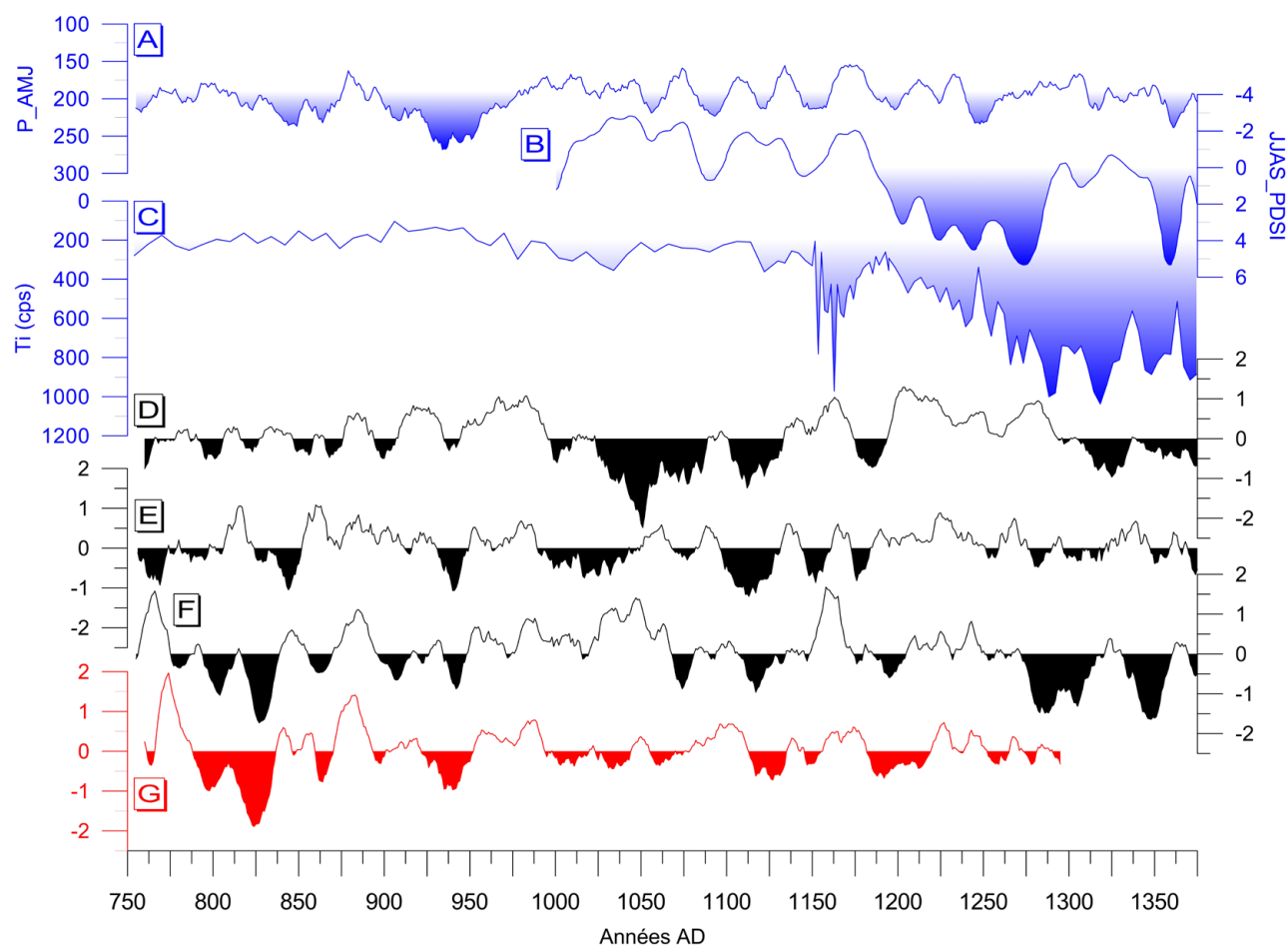


Fig. 4.26. Contexte paléoclimatique de la période 750-1375 AD : (A) Reconstitution des précipitations de printemps (AMJ) pour l’Europe nord-occidentale (Bassin Parisien-Bavière-NE Allemagne) basée sur des chênes subfossiles (Büntgen et al, 2011) ; (B) Reconstitution de l’indice de sécheresse estivale (JJAS_PDSI) basée sur des chênes vivants et archéologiques du SW de l’Allemagne. Données lissées avec un filtre passe-bas sur 20 ans. Des valeurs négatives indiquent des conditions plus sèches (Büntgen et al, 2010) ; (C) Enregistrement du Ti (carotte LDB04), marqueur du détritisme dans le lac du Bourget (Jacob et al, 2008) ; (D) Reconstitution des températures d’été (JJAS) pour les Alpes suisses d’après la densité du bois final de *Larix decidua* (Büntgen et al, 2006) ; (E) Reconstitution des températures d’été (JJA) pour les Alpes du Sud françaises basée sur les largeurs de cernes de *Larix decidua* (Corona et al, 2010a) ; (F) Reconstitution des anomalies de températures estivales (JJA) par rapport à la moyenne 1901-2000, basée sur l’EACC (*Pinus cembra*, Alpes orientales) (Büntgen et al, 2011) ; (G) Anomalies de croissance de la chronologie MB_2 (ce travail). Toutes les séries (sauf A, B, C) sont centrées, réduites, et lissées avec une moyenne mobile sur 11 ans. Les anomalies sont exprimées en termes d’écarts standards à la moyenne.

Sur la période médiévale on peut noter un très bon accord entre la chronologie MB_2 et la reconstitution de températures basée sur l'EACC (Fig. 4.26F-G). La forte chute de croissance de la fin du 8^e s, qui culmine à **818-819 AD** ($-2,2\sigma$; $n = 3$), est particulièrement notable. Elle est en revanche peu marquée dans les reconstitutions basées sur *Larix decidua* (Fig. 4.26D-E) Elle pourrait expliquer en partie l'avancée du 9^e s, qui commence vers 750 AD au Gepatschferner (Nicolussi et Patzelt, 2001) d'autant qu'elle correspond à un intervalle humide dans les Alpes autrichiennes (Boch et Spötl, 2011).

A en juger par les indices de croissance dans le MMB, la période **950-1175 AD** paraît la moins favorable aux avancées glaciaires, et représenterait l'Anomalie Climatique Médiévale (MCA) paroxysmale. Cet intervalle est confirmé par :

- i) les reconstitutions de températures (à l'exception de celle de Büntgen et al (2006) qui montre une forte chute en 1050 AD, coïncidant avec le minimum solaire de Oort) ;
- ii) une anomalie négative des précipitations jusqu'en 1200 AD (Büntgen et Tegel, 2011) selon les reconstitutions disponibles pour l'Europe nord-occidentale (Büntgen et al, 2010 ; Büntgen et al, 2011) ;
- iii) La hausse remarquable et brutale des apports détritiques dans le lac du Bourget au milieu du 12^e s (Fig 4.26C).
- iv) La réplication de MB_2, qui avec 7 à 14 échantillons est maximale sur cette période (Fig. 4.6).

Avant la fin de la MCA, une nouvelle période de faible croissance commence en **1112 AD** dans MB_2, et culmine en **1129 AD**. La Mer de Glace était alors en position très avancée comme le prouvent les échantillons du site #4 (Chapitre 3). Cette avancée est vraisemblablement due à une chute des températures estivales – ce que confirment toutes les reconstitutions – plutôt qu'à une hausse des précipitations qui restent en dessous de la moyenne jusqu'en 1200 AD. De plus, les températures hivernales et printanières sont au niveau des minima holocènes dans la première moitié du 12^e s AD (Pla et Catalan, 2005). L'ampleur de l'avancée du 12^e s est retranscrite par le niveau de détritisme qui augmente soudainement dans le lac du Bourget (maximum vers **1163 AD**).

Le retrait consécutif a du être de courte durée puisque le 13^e s est marqué par des étés pluvieux et des températures basses – surtout à partir de **1275 AD** – très favorables aux bilans de masse glaciaires (Pla et Catalan, 2005 ; Zanesco et al, 2008 ; Holzhauser, 2010 ; Boch et Spötl, 2011) et qui vont entrainer le premier maximum PAG paroxysmal du 14^e s AD.

4.5. Conclusion

La comparaison de l'indice de croissance de *Pinus cembra*, avec des enregistrements de l'activité glaciaire dans le MMB indique qu'il s'agit de l'espèce la plus adaptée pour caractériser le climat responsable des variations glaciaires à l'échelle décennale.

Le bon accord qui existe entre les chronologies développées, et les variations de température (températures instrumentales ou reconstitutions) montre clairement le potentiel paléoclimatique de ces séries.

En l'état actuel du développement des chronologies dans le MMB, la réplication n'est pas encore suffisante pour atteindre la qualité requise pour des reconstitutions climatiques. Une augmentation de la réplication et la constitution d'un réseau de chronologies couvrant le massif, sont le préalable indispensable à une poursuite des travaux dans ce sens. Ils permettront d'évaluer la variabilité de la réponse des arbres au climat en limite supérieure de la forêt, de tester l'influence des facteurs de site, et la stabilité du signal dans le temps.

Le développement d'autres paramètres dendrochronologiques comme la mesure de la densité ou les isotopes stables du C et de l'O dans la cellulose ont permis ces dernières années de renforcer la relation statistique entre les séries dendrochronologiques et le climat (*e.g.* Gagen et al, 2006 ; Daux et al, 2011). Peu d'études ont porté sur l'application de ces méthodes chez *Pinus cembra*.

Le MMB représente donc un site majeur pour des applications dendroclimatiques sur bois subfossiles, du fait de son potentiel d'échantillonnage à l'échelle des Alpes françaises pour la seconde moitié de l'Holocène.

Chapitre 5

L'utilisation des nucléides cosmogéniques produits *in situ* pour dater l'âge d'exposition des formes glaciaires holocènes

5.1. Principes physiques de base

5.1.1. Le rayonnement cosmique

Le rayonnement cosmique bombarde constamment le sommet de l'atmosphère. La composante galactique du rayonnement cosmique est la plus importante. Elle trouve son origine dans la Voie Lactée (explosions de supernovae) et est quasi-constante. La composante solaire a une intensité nettement inférieure et varie en fonction de l'activité solaire. Elle peut moduler la composante galactique (lors de périodes de forte activité solaire) mais ne contribue pas significativement à la production des nucléides cosmogéniques à la surface terrestre (Lal et Peters, 1967).

Au sommet de l'atmosphère, le rayonnement cosmique est principalement composé de protons (87%) et de particules α (12%), et d'une faible proportion de noyaux lourds et d'électrons ($\sim 1\%$) (Dunai, 2010). A leur entrée dans l'atmosphère ces particules de haute énergie du rayonnement cosmique primaire entraînent des réactions de spallation par interaction avec les constituants de l'atmosphère (N et O), et des particules secondaires sont créées (protons, neutrons, muons...). Leur abondance décroît exponentiellement avec l'épaisseur d'atmosphère traversée. Ces nucléides cosmogéniques créés dans l'atmosphère s'adsorbent ensuite à la surface des minéraux dans les sols et roches où ils ont pénétrés à l'occasion des précipitations.

5.1.2. La production des nucléides cosmogéniques *in situ*

Du fait de l'atténuation exponentielle du rayonnement cosmique, seul $\sim 0,1\%$ des particules secondaires atteint la surface terrestre avec suffisamment d'énergie pour induire des réactions nucléaires avec les minéraux des roches de la surface terrestre. Des nucléides cosmogéniques produits *in situ* sont alors créés, par spallation mettant en jeu des neutrons et des muons (^3He , ^{10}Be , ^{21}Ne , ^{26}Al), ou selon des réactions de capture neutronique (^{14}C , ^{36}Cl) induits par des neutrons thermiques (neutrons de faible énergie).

Le nucléide ^{10}Be , utilisé dans ce travail, est produit dans le quartz (SiO_2) par spallation des atomes d'O et de Si. Le quartz est le minéral cible le mieux adapté à la mesure des concentrations du ^{10}Be : il est ubiquiste et sa structure (réseau cristallographique serré) prévient les pertes par diffusion, ainsi que la contamination par la composante atmosphérique du ^{10}Be (qui est plusieurs ordres de grandeur plus abondante que la composante *in situ*).

Les atomes de ^{10}Be s'accumulent donc dans la matrice minérale, puis se dégradent car le ^{10}Be est un radionucléide dont la période de demi-vie, T , est égale à $\sim 1,387.10^6$ ans.

Pour pouvoir utiliser la mesure de la concentration en isotopes cosmogéniques à des fins de datation il faut : i) un modèle décrivant les variations des taux de production en fonction du temps, de la localisation, et de l'altitude (facteurs d'échelle : « *scaling scheme* ») ; ii) un taux de production de référence à un moment et un endroit donné, qui est par convention le moment présent, au niveau de la mer et à haute latitude (« *SLHL* », $> 60^\circ$) ; iii) connaître l'influence de la topographie locale, et de la profondeur dans la roche, sur la production dans l'échantillon.

5.1.2.1. La calibration des taux de production

La calibration des taux de production se fait en mesurant la concentration en nucléides cosmogéniques dans une surface dont l'âge est connu avec précision par une datation indépendante (e.g. ^{14}C). Les taux sont ensuite normalisés au niveau de la mer pour les hautes latitudes (*SLHL*) par le biais de facteurs d'échelle (voir § 5.1.2.2), et moyennés. Les facteurs d'échelle sont ensuite utilisés pour la conversion du taux de production au site d'échantillonnage. Pour cette raison, le calcul de l'âge d'exposition doit être réalisé avec le même modèle que celui qui a permis de calculer le taux de production.

La mise en réseau des sites de calibration, et l'implémentation du calculateur en ligne CRONUS-Earth, permettent de calculer les âges d'exposition avec un taux de production global intégrant ces sites de calibration, et de comparer les âges dérivés selon les différents *scaling scheme* publiés (voir Balco et al, 2008 pour les détails). Le taux de production utilisé dans ce calculateur est le taux de production spallogénique « global » de $4,49 \pm 0,39 \text{ at. g}^{-1} \text{ an}^{-1}$. L'incertitude sur les taux de production pour des sites qui sont dans la gamme spatiale et temporelle des sites du réseau de calibration est de $\sim 9\%$ (Balco et al, 2008). Cependant, un biais existe dans le réseau pour des sites de montagne ($>1500 \text{ m}$) des moyennes latitudes ($30\text{-}45^\circ$), ce qui signifie que des mesures sur des sites comparables et proches des sites de calibration ont des incertitudes potentiellement inférieures (Balco et al, 2008 ; Dunai, 2010).

Très récemment, plusieurs études de calibration sur des sites des moyennes/hautes latitudes ont proposé des taux plus faibles ($\sim 4,1 \pm 0,3 \text{ at. g}^{-1} \text{ a}^{-1}$) que le taux global (Balco et al, 2009 ; Putnam et al, 2010 ; Fenton et al, 2011 ; Goehring et al, 2012). Ces taux contraints localement sont considérés comme plus « justes » que le taux global, car les âges d'exposition calculés s'avèrent conformes à des chronologies indépendantes ; alors que sur ces sites, les âges calculés avec le taux global sont en désaccord avec ces dernières (Balco et al, 2009 ; Kaplan et al, 2011). Ces travaux montrent l'importance d'une contrainte locale sur le taux de production qui est la source d'incertitude principale, et qui reste un axe de recherche majeur à l'heure actuelle (Balco, 2011). Pour cette raison, les âges reportés dans ce travail sont susceptibles d'évoluer.

5.1.2.2. Variation spatiale des taux de production

Le flux de rayonnement cosmique (primaire et secondaire) est défléchi par les champs géomagnétiques solaire et terrestre. Le dipôle géomagnétique terrestre dévie les particules du rayonnement secondaire des basses latitudes vers les hautes latitudes. Il en résulte des taux de production environ deux fois plus élevés aux pôles qu'à l'équateur. Après une augmentation dans les premiers kilomètres, le flux cosmique est ensuite fortement atténué par l'atmosphère, la production est donc moindre à basse altitude.

Les facteurs d'échelle sont des modèles physiques qui permettent de décrire la variabilité spatiale du rayonnement cosmique, et donc de la production des nucléides cosmogéniques, en fonction de la latitude et de l'altitude à la surface du globe (Fig. 5.1). L'altitude est exprimée en terme de pression atmosphérique moyenne. Seule la fraction spallogénique de la production varie spatialement, la fraction muonique dépendant seulement de l'altitude.

Le taux de production de ^{10}Be en surface, P_0 a été défini par Lal (1991) sous la forme d'un polynôme de 3^e degré :

$$P_0(L, z) = a(L) + b(L)z + c(L)z^2 + d(L)z^3 \quad (5.4)$$

où L est la latitude géomagnétique, z est l'altitude, et a, b, c, d sont des coefficients dépendants de L .

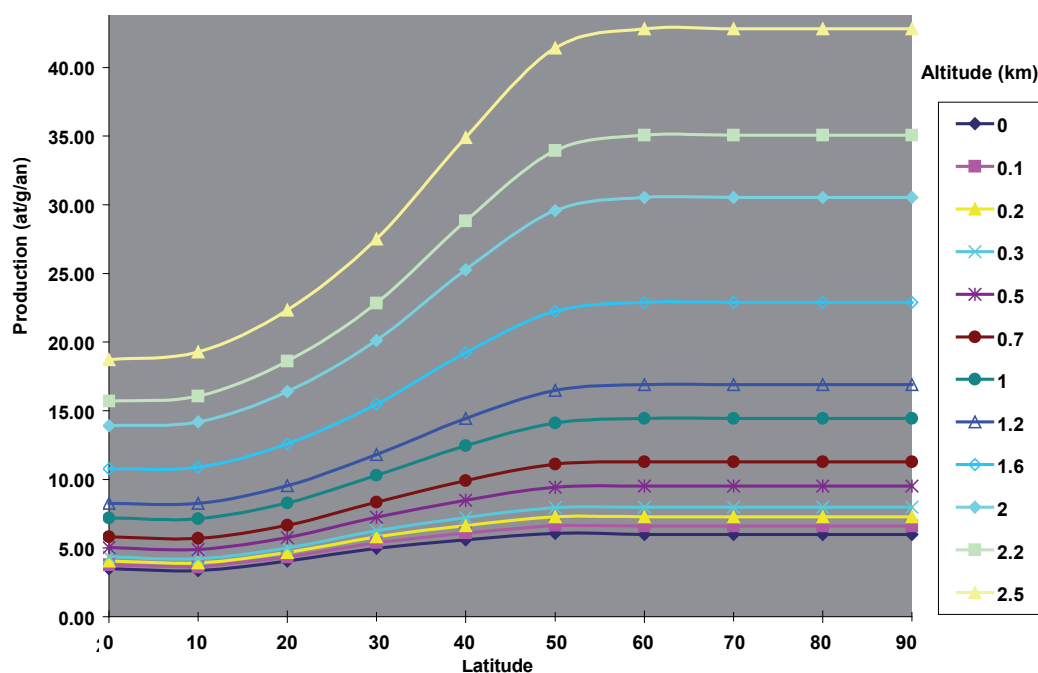


Fig. 5.1. Variation des taux de production en fonction de l'altitude (0-2500 m) et de la latitude géomagnétique, d'après Lal (1991)

Le modèle de Lal (1991) a été affiné par Stone (2000) pour prendre en compte les variations spatiales du champ géomagnétique. Les principales différences entre les facteurs d'échelle publiés viennent de la modélisation du flux de neutrons en fonction de l'altitude et du traitement des variations passées du champ magnétique terrestre.

5.1.2.3. Variations temporelles des taux de production

Les variations « instantanées » du champ géomagnétique et de l'activité solaire ont un effet important sur les taux de production. Néanmoins, une fois intégrées sur une longue période, ces variations sont négligeables. Les différences entre les différents facteurs d'échelle publiés viennent principalement de la prise en compte, ou non, des variations du champ magnétique terrestre (« *time dependant / independant scaling scheme* ») (Balco et al, 2008). Le modèle le plus utilisé est celui de Stone (2000), ce qui permet de comparer les âges dans une certaine mesure.

A l'échelle de l'Holocène, et pour les Alpes, l'influence des variations du champ magnétique sur le taux de production est considérée comme minimale ($\sim 1\%$) (Masarik et al, 2001). Elle n'est donc pas prise en compte dans les calculs.

5.1.2.4. Variation des taux de production selon la profondeur

En raison de la dissipation rapide de l'énergie du rayonnement cosmique secondaire due aux réactions de spallation dans la roche, la production de ^{10}Be ($P(x)$) diminue de façon exponentielle avec la profondeur (x) (Lal, 1991) :

$$P(x) = P_0 \cdot e^{\left(\frac{-\rho x}{\Lambda}\right)} \quad (5.1)$$

où P_0 est le taux de production en surface ($\text{at.g}^{-1}.\text{a}^{-1}$) ; Λ la longueur d'atténuation des particules (g/cm^2) ; ρ , la densité de matière traversée (g.cm^3) ; généralement comprise entre 2,5 et 2,7 g cm^3 pour les roches.

La contribution relative des particules responsables de la production (neutrons, muons rapides, muons lents) varie avec la profondeur car elles ont des longueurs d'atténuations différentes (respectivement 150, 5300 et 1500 g.cm^2) (Braucher et al, 2003). En surface, ce sont donc les neutrons qui sont responsables de la majorité de la production (96,4%), alors qu'à partir de 3 m la production muonique devient prépondérante sur la production spallogénique, même si elle est très faible. A 1,5 m, le taux de production a diminué d'un ordre de grandeur (Fig. 5.2).

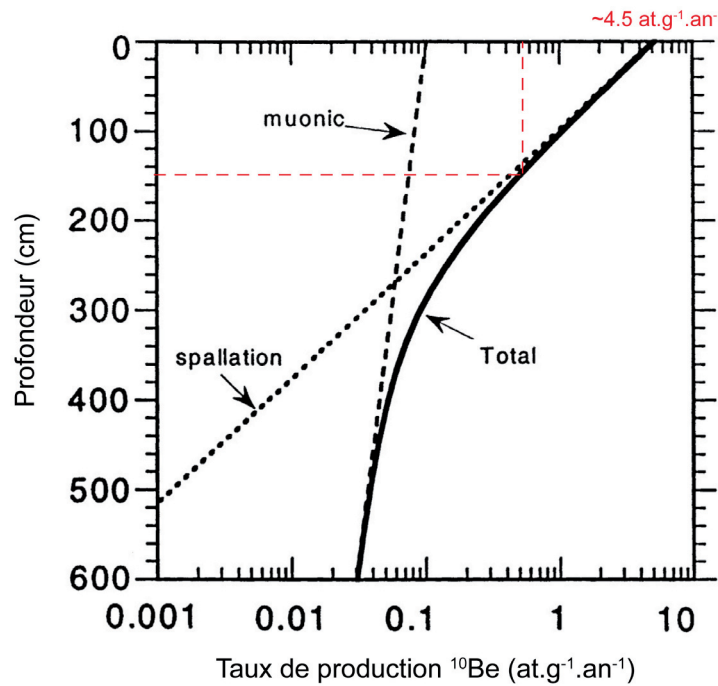


Fig. 5.2. Variation de la production de ^{10}Be dans le quartz en fonction de la profondeur, au niveau de la mer et à haute latitude (Gosse et Phillips, 2001). La courbe pleine représente la production totale. A -1,5 m, seuls 10 % de P_0 sont assurés.

5.1.2.5. Variation des taux de production selon la topographie

La géométrie du site échantillonné influence le taux de production (Dunne et al, 1999). Dans le cas d'un échantillon situé sur une surface horizontale, avec un ciel ouvert à 100% (angle solide égal à 2π stéradians), l'intensité du rayonnement cosmique (I) bombardant la cible est maximale :

$$I(\theta, \phi) = I_0 \cdot \sin^m \theta \quad (5.2)$$

où I_0 est l'intensité verticale, θ est l'angle d'incidence par rapport à la verticale, Φ l'angle azimutal (angle solide sous lequel les rayons cosmiques bombardent la cible), et m une constante ($\sim 2,3$).

En terrain montagneux, la pente de la surface portant l'échantillon et le relief environnant (ligne de crête) créent un masque qui doit être quantifié par un facteur d'écran topographique (f_{topo}) représentant le ratio entre le rayonnement cosmique incident et le rayonnement potentiel maximum (*i.e.* horizon entièrement dégagé) (Dunne, 1999) :

$$f_{topo} = 1 - \frac{1}{360^\circ} \cdot \sum_{i=1}^n \Delta\phi_i \cdot \sin^{m+1}(\theta_i) \quad (5.3)$$

L'épaisseur de l'atmosphère que traversent les rayons cosmiques arrivant au zénith est moindre que celle que traversent les rayons proches de l'horizontale. Le rayonnement cosmique est donc fortement biaisé vers la verticale (Eq. 5.2), et les corrections topographiques sont en général assez faibles. La correction pour la pente de l'échantillon n'est vraiment nécessaire que si celle-ci est conséquente ($>30^\circ$), par exemple pour un échantillonnage en paroi.

5.1.2.6. Autres facteurs influençant les taux de production

D'autres matériaux dont la longueur d'atténuation est significative peuvent atténuer les taux de production de façon non négligeable. C'est le cas d'une couverture nivale saisonnière ou d'une formation superficielle (till, sol, etc...).

L'influence du masque occasionné par une couverture neigeuse S_s , de hauteur H_m , et de densité ρ_s sur M mois, peut être évaluée en adaptant l'Equation 5.1, ce qui donne :

$$S_s = \frac{M}{12} e^{-\frac{\rho_s H_s}{\Lambda_s}} + \frac{12 - M}{12} \quad (5.4)$$

Bien que l'échantillonnage soit effectué pour minimiser l'influence de la neige sur les échantillons (voir § 5.2.1), une correction peut être effectuée pour tenir compte de ce facteur. Les valeurs moyennes de densité de la neige sont de l'ordre de $0,3 \text{ g/cm}^3$

5.1.3 Le calcul de l'âge d'exposition

L'évolution de la concentration en ^{10}Be (C) avec le temps t , à la profondeur x , est égale à la différence entre les gains dus à la production $P(x,t)$, et les pertes par érosion (ϵ) et par décroissance radioactive λ . Elle est donnée par (Lal, 1991) :

$$\frac{\delta C(x,t)}{\delta t} = P(x,t) - \epsilon \frac{\delta C(x,t)}{\delta x} - \lambda C(x,t) \quad (5.5)$$

où $\lambda = \frac{\ln 2}{T}$

est la constante de décroissance radioactive du ^{10}Be et T la période de demi-vie.

L'intégration de l'Eq. 5.5, donne :

$$C_{(x,\varepsilon,t)} = C_{(x,0)} \cdot e^{-\lambda t} + \frac{P_0}{\frac{\varepsilon \rho}{\Lambda} + \lambda} \cdot e^{-\frac{\rho x}{\Lambda}} \cdot (1 - e^{-(\lambda + \frac{\varepsilon \rho}{\Lambda})t}) \quad (5.6)$$

où $C_{(0)}$ est la concentration initiale de l'échantillon, due à un héritage géologique éventuel (pré-exposition), ρ la densité de la roche, et Λ la longueur d'atténuation des particules.

Si l'on considère le coefficient d'absorption $\mu = \frac{\rho}{\Lambda} (cm^{-1})$,

l'Equation 5.6 se simplifie en :

$$C_{(x,\varepsilon,t)} = C_{(x,0)} \cdot e^{-\lambda t} + e^{-\mu x} \cdot \frac{P_0}{\varepsilon \mu + \lambda} \cdot (1 - e^{-(\varepsilon \mu + \lambda)t}) \quad (5.7)$$

Donc en surface ($x = 0$), on a :

$$C_{(0,\varepsilon,t)} = C_0 \cdot e^{-\lambda t} + \frac{P_0}{\varepsilon \mu + \lambda} (1 - e^{-(\varepsilon \mu + \lambda)t}) \quad (5.8)$$

En postulant un héritage géologique nul ($C_0 = 0$), l'Equation 5.8, qui exprime la production en surface, possède deux inconnues, le temps t et l'érosion ε .

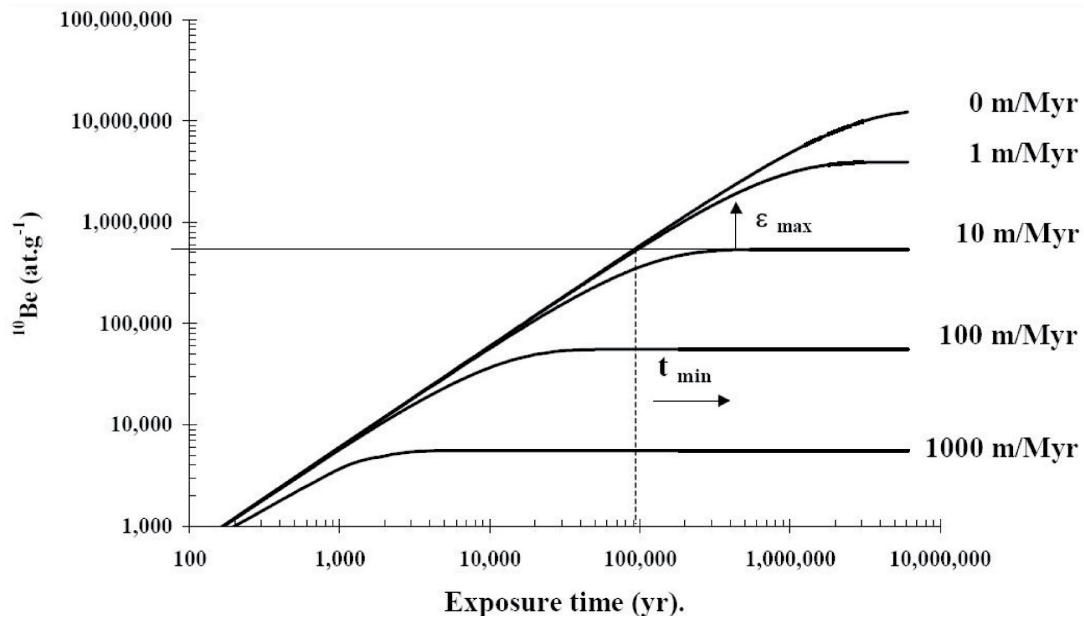


Fig. 5.3. Evolution théorique de la concentration en ^{10}Be en fonction du temps et de l'érosion (Braucher, 1998). En fonction des hypothèses émises sur l'histoire de la surface, la concentration de $550\,000 \text{ at.g}^{-1}$ présentée ici pourra être interprétée comme un âge d'exposition minimum de $90\,000$ ans, ou comme un taux d'érosion maximum de 10 m Ma^{-1} .

Avec le temps, la concentration en ^{10}Be augmente jusqu'à atteindre un équilibre entre les gains de production et les pertes par érosion et décroissance radioactive. Plus les taux d'érosion sont élevés, plus cet équilibre est atteint rapidement (Fig. 5.3). Cet état d'équilibre marque la limite à partir de laquelle les concentrations mesurées ne peuvent plus être interprétées en termes d'âge, mais seulement en termes de taux d'érosion.

Le contexte géologique/géomorphologique doit permettre d'émettre des hypothèses sur la surface échantillonnée.

Si l'on émet l'hypothèse d'une érosion nulle, basée sur certaines preuves, on a :

$$C_{(0,t)} = \frac{P_0}{\lambda} (1 - e^{-\lambda t_{\min}}) \quad (5.9)$$

La durée minimum d'exposition t_{\min} peut donc être calculée d'après la concentration en ^{10}Be produit *in situ* avec :

$$-t_{\min} = \frac{1}{\lambda} \cdot \text{Ln} \left(1 - \frac{\lambda \cdot C(0,t)}{P_0} \right) \quad (5.10)$$

5.2. Méthodologie utilisée

5.2.1. Problématique et stratégie d'échantillonnage

L'objectif de ce chapitre est de contraindre les fluctuations glaciaires holocènes au moyen des âges d'expositions. Les échantillons collectés proviennent tous de cordons morainiques et sont censés refléter la stabilisation de la forme immédiatement après le retrait du glacier (Gosse, 2005). Ce sont donc des âges minima pour la culmination des avancées glaciaires correspondantes. Le choix des sites a reposé sur la présence de cordons morainiques holocènes antérieurs aux dépôts du PAG *s.l.*

Les moraines sont des formes soumises aux processus gravitaires et à la dégradation (Chapitre 2), ce qui entraîne un abaissement de la crête avec le temps, et l'exhumation de nouveaux blocs. Afin de contraindre le plus précisément possible l'avancée glaciaire, les blocs ont été choisis pour maximiser la probabilité d'une exposition immédiate post-dépôt et minimiser l'influence d'une éventuelle couverture neigeuse et/ou sédimentaire :

- blocs hauts ($>1\text{m}$) et de grande dimension, pour minimiser la probabilité de remobilisation (basculement) post-dépôt.
- blocs situés sur la crête de la moraine, ou éventuellement dans la partie supérieure de la face distale, pour : i) être le plus près possible de la culmination de l'avancée, ii) maximiser la déflation éolienne. Une reconnaissance ou un échantillonnage en hiver permet d'évaluer l'influence de la couverture neigeuse sur l'échantillon (Fig. 5.4).
- le centre de blocs plats est privilégié, car le taux de production varie selon la géométrie du bloc : il est 5 à 13% inférieur sur les arêtes ou les pointes de blocs (Masarik et Wieler, 2003).

Pour quantifier l'influence du facteur neige, les données peuvent être corrigées avec une estimation conservatrice : 30 cm de neige ($\rho = 0,3 \text{ g/cm}^3$) pendant 4 mois, une valeur retenue dans des contextes similaires (Ivy-Ochs et al, 2006 ; Hormes et al, 2008 ; Schindelwig et al, 2011). Selon l'Equation 5.4, ces valeurs impliquent une correction de 1,8 % sur les âges apparents.

Afin d'évaluer l'influence d'une couverture neigeuse potentielle sur les échantillons, des relevés ont été effectués dans le Vallon de Tepey au maximum de l'enneigement de l'hiver 2010/2011 (dernière semaine de mars, Fig 5.4B). Ils montrent en général de faibles épaisseurs sur les blocs (Fig. 5.4A), n'atteignant $\sim 100 \text{ cm}$ que pour un bloc à sommet plat de très grande dimension, tandis que, les blocs situés en crête ne retiennent pas la neige (Fig. 5.4A : TEP01/07). L'enneigement maximum au moment des relevés (231 cm) était conforme à la moyenne des six années précédentes (240 cm, Fig 5.4B). Si ces données ne peuvent pas être considérées comme représentatives des conditions moyennes pendant l'Holocène, une correction telle que celle proposée *supra* semble toutefois raisonnable, lorsque la topographie du bloc le nécessite.

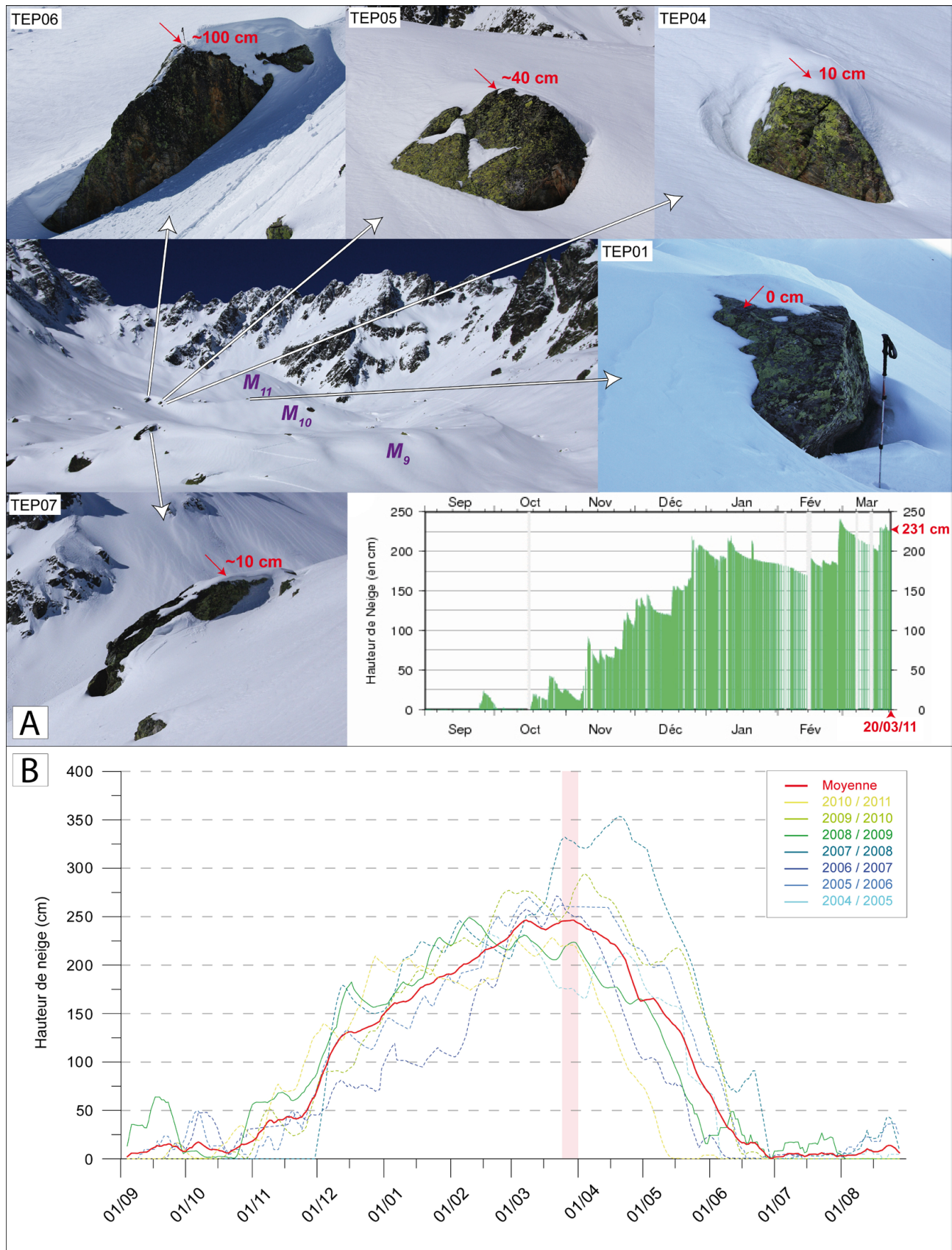


Fig. 5.4. (A) Mesure des hauteurs de neige sur les échantillons prélevés sur les moraines M_9 et M_{10} du vallon de Tepey (relevés : 20/03/2011). Les données d'enneigement proviennent de la station Nivose d'Aigleton située à 9 km, à la même altitude que les sites échantillonnés (2240 m). Les flèches indiquent l'emplacement des échantillons prélevés ; (B) Hauteur de neige maximum quotidienne mesurée à la station Nivose d'Aigleton pour 7 saisons hivernales. Les données sont lissées avec une moyenne mobile sur 7 jours (données : MétéoFrance).

Etant donné l'âge holocène des cordons morainiques, la correction pour l'érosion n'est pas nécessaire. Les taux d'érosion rapportés pour les roches cristallines sont en effet faibles, de l'ordre de 1 à 3 mm.ka⁻¹ (André, 2002 ; Ivy-Ochs et al, 2004). L'application d'un taux de 3 mm.ka⁻¹ à nos données ne vieillirait les résultats que de 0.25 % en moyenne pour les surfaces du début de l'Holocène, et de 0,02 % pour les surfaces néoglaciales.

A des fins de comparaison, les âges corrigés sont présentés dans le Tableau 5.1.

5.2.2. Protocole de traitement des échantillons

Le protocole d'extraction du béryllium est adapté de Brown et al (1991) et Merchel et Herpers (1999). Il comprend trois phases : i) extraction et purification du quartz ; ii) substitution de l'acide fluorhydrique (HF) par l'acide nitrique (HNO₃) ; iii) extraction du ¹⁰Be sous forme d'oxyde de béryllium (BeO).

5.2.2.1. Extraction et purification du quartz

- Tri mécanique

Dans un premier temps, les échantillons sont photographiés et leur épaisseur moyenne mesurée à ± 5 mm. Ils sont ensuite broyés dans un broyeur à mâchoire (type Retsch). L'ordre de passage est déterminé selon un âge croissant estimé afin de limiter les pollutions éventuelles. Le sable est ensuite tamisé pour ne garder que la fraction granulométrique comprise entre 200 et 500 μ m, car c'est sur cette fraction que les attaques acides sont les plus efficaces. Le broyeur ainsi que les tamis sont soigneusement nettoyés entre chaque échantillon (air sous pression + éthanol).

- Purification et dissolution

Environ 200-250 g de sable sont conditionnés dans une bouteille Nalgène, labellisée et pesée au préalable. Un premier bain d'HCl permet de nettoyer les fines et de dissoudre les carbonates éventuels. Afin de dissoudre les minéraux autres que le quartz, les échantillons sont ensuite soumis à des bains constitués d'1/3 d'acide chlorhydrique (HCl 36%) et de 2/3 d'acide hexafluorosilicique (H₂SiF₆ 35%), sous agitation constante. Les bains sont changés toutes les 24 h environ. Lorsque ceux-ci sont devenus clairs après plusieurs cycles de dissolution (~8-15 jours), les échantillons sont rincés et séchés à l'étuve, puis examinés à la loupe binoculaire pour vérifier leur pureté. Sur la majorité des échantillons, le quartz était pur à ce niveau du traitement.

Environ un tiers des échantillons contenaient toujours une forte proportion de minéraux autres que le quartz (*e.g.* micas, feldspath...). Ces échantillons ont été passés au séparateur isodynamique Frantz afin d'éliminer les minéraux paramagnétiques, le quartz étant diamagnétique. Plusieurs passages ont été effectués selon un ampérage croissant et une pente latérale décroissante. Les paramètres utilisés sont généralement (pente/Ampère) : 15°/0,5A ; 15°/1A ; 5°/1,5A.

Les échantillons sont ensuite soumis à une série de trois dissolutions séquentielles à l'acide fluorhydrique (HF 40%) visant à éliminer à chaque étape ~10% de la masse de quartz. Ce protocole a prouvé son efficacité pour l'élimination du béryllium d'origine atmosphérique adsorbé à la surface des grains de quartz (Brown et al, 1991 ; Kohl et Nishiizumi, 1992). A l'issue des dissolutions séquentielles, les échantillons sont rincés, séchés, puis pesés précisément pour connaître la masse

de quartz à dissoudre. Dans notre cas, s'agissant principalement de surfaces « jeunes », 30 à 50 g de quartz ont été conservés pour la suite du traitement.

Une solution d'entraîneur (*Scharlau BE03450*) dont la concentration est connue (10^{-3} g/g) et dont on pèse la masse (~ 300 μ g) est ensuite ajoutée aux échantillons. Cette étape permet de fixer le rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ et de rendre pondérable le béryllium qui est naturellement trop peu abondant pour être mesuré. Puis, une quantité d'HF nécessaire à la dissolution totale du quartz est ajoutée. Tant que l'échantillon n'est pas totalement dissous, la perte d'une goutte de solution est préjudiciable car il s'agit à ce moment principalement de ^9Be , ce qui modifie le rapport. Après dissolution totale le rapport est fixé, et la perte de matériel est moins problématique.

Avec chaque série un blanc analytique est réalisé (pour 8/10 échantillons) afin de quantifier les pollutions inhérentes au traitement dans le laboratoire (e.g. poussières contenant du béryllium atmosphérique). Celui-ci est préparé avec ~ 50 ml d'HF auquel est ajoutée la même quantité d'entraîneur que dans les échantillons (~ 300 μ l). Les rapports mesurés dans les blancs analytiques seront ensuite soustraits aux rapports mesurés pour les échantillons (voir 5.2.3).

5.2.2.2. Substitution de l'HF

Une fois le quartz totalement dissous ($\sim 3/4$ jours), la solution est transférée dans un bécher en téflon. Certains échantillons présentaient une faible fraction non dissoute (minéraux noirs) qui a été pesée après séchage, puis soustraite de la masse totale de quartz dissoute. La solution est ensuite évaporée à sec, sur plaque chauffante et sous hotte. Les résidus obtenus sont constitués de fluorures de Be, Al, Ti et Fe. Pour favoriser l'élimination du bore (B), ~ 5 ml d'HF sont ajoutés et évaporés trois fois de suite. La suppression de l'isobare du ^{10}Be est recherchée à toutes les étapes du protocole pour permettre une mesure de qualité.

Pour des raisons pratiques et de sécurité, l'HF doit être substitué pour la suite du protocole et la réalisation des colonnes. Pour l'éliminer, ~ 5 ml d'acide perchlorique (HClO_4), qui a un point d'évaporation plus élevé, sont ajoutés puis évaporés. Cette étape a pour but de détruire les fluorures et d'évaporer le bore sous forme de fluorure de bore (BF_3). Une nouvelle série d'évaporation est ensuite réalisée avec 5 ml d' HNO_3 sans aller à sec, toujours pour éliminer les fluorures, ainsi que l' HClO_4 . L'échantillon est ensuite repris et rincé à l'HCl, puis centrifugé.

5.2.2.3. Extraction du BeO

L'extraction du béryllium se fait par une succession de précipitations en milieu alcalin avec de l'ammoniaque (NH_4OH) et par chromatographie sur résine échangeuse d'ions (von Blanckenburg et al, 1996). L'hydroxyde de béryllium ($\text{Be}(\text{OH})_2$) co-précipite avec les hydroxydes d'Al et de Fe à pH $\sim 7-8,5$. Les précipitations successives permettent de séparer une nouvelle fois le bore qui précipite à un pH plus basique.

Les échangeurs d'ions présents dans les résines utilisées sont des macromolécules insolubles portant des groupements ionisables qui ont la propriété d'échanger de façon réversible certains de leurs ions au contact d'autres ions provenant d'une solution. Les échantillons passent dans la résine avec une solution (HCl) dont le volume est déterminé de façon à éluer l'élément recherché (Delunel, 2010). La première colonne (colonne échangeuses d'anions, résine DOWEX 1 \times 8) permet l'élimination du Fe et du Mg. La seconde colonne (colonne échangeuse de cations, résine DOWEX 50W \times 8) permet d'éliminer le bore, qui est élué en premier, puis de séparer le Be de l'Al et du Ti. A noter que le Ti est également éliminé par les précipitations successives. Les précipités sont finalement

dissous avec du HNO_3 , transférés dans un creuset en quartz, évaporés, puis oxydés à 900°C .

L'oxyde de béryllium (BeO) obtenu est mélangé avec du niobium (Nb), un métal qui va maximiser le courant ^9Be nécessaire à une mesure AMS de qualité (Merchel et al, 2008), puis placés dans des cathodes en cuivre.

5.2.2.4. La mesure par Spectrométrie de Masse par Accélérateur (AMS)

La mesure a été effectuée sur l'instrument national ASTER (LN2C, CEREGE) à Aix en Provence (Klein et al, 2008 ; Arnold et al, 2010). La méthode AMS permet de mesurer l'abondance des isotopes traces radioactifs pour des rapports de 10^{-12} à 10^{-16} , car elle repose sur le comptage direct des atomes, caractérisés par une masse et un numéro atomique. Elle a permis un abaissement du seuil de détection de 10^6 par rapport au comptage des décroissances radioactives. Cette étape consiste donc à mesurer le nombre d'atomes de l'isotope rare, en rapport avec le flux de l'isotope abondant. Ce rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ de l'échantillon sera converti en rapport « absolu » après comparaison avec un standard dont le rapport isotopique est connu. Une fois corrigé il permettra de déduire la concentration en ^{10}Be , puisqu'une quantité connue de ^9Be a été ajouté à chaque échantillon.

Le problème majeur de la mesure du ^{10}Be est la discrimination de son isobare, le ^{10}B (bore), qui est au moins 10^8 fois plus abondant. Des particules de masse et de charges distinctes réagissent différemment lorsqu'elles sont soumises à un champ électromagnétique, et perdent leur énergie lorsqu'elles traversent une faible épaisseur de matière, proportionnellement au carré de leur numéro atomique respectif (Loi de Berthe Bloch). Cette propriété est donc utilisée pour éliminer le ^{10}B lors de la mesure.

Les échantillons sont montés par séries de 45, conjointement à 3 cibles de standards et à un « blanc machine » (BeO).

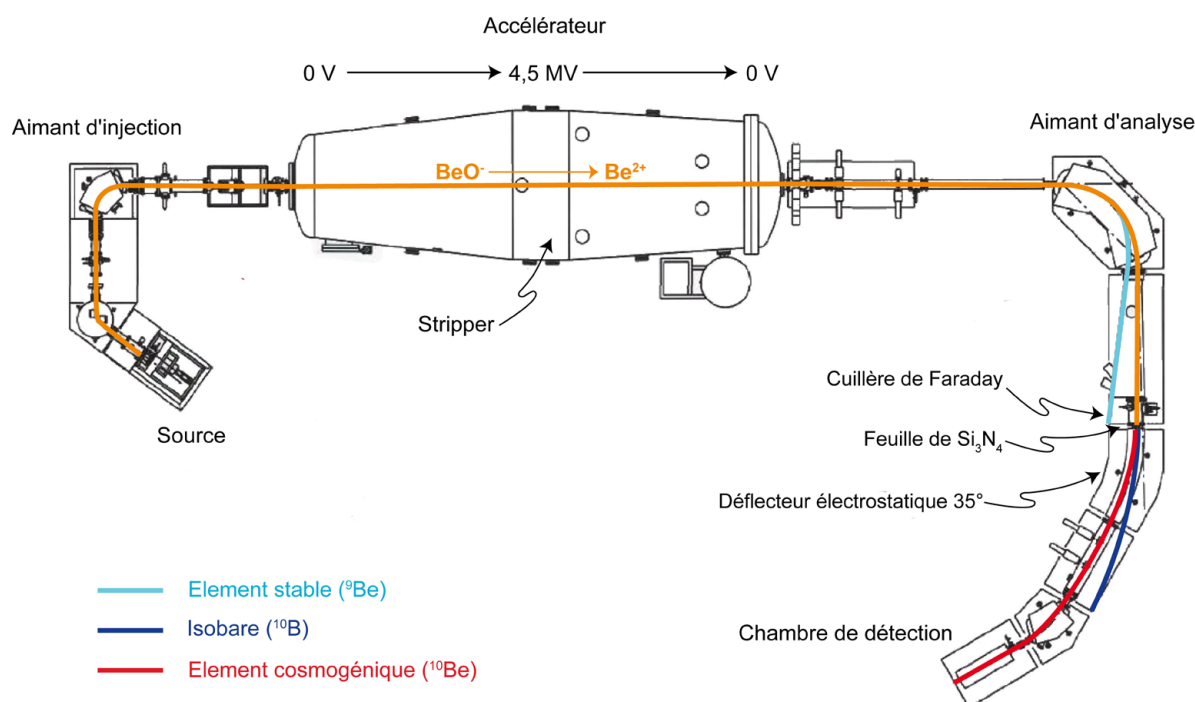


Fig. 5.5. Plan schématique de l'accélérateur ASTER, et trajet suivi par le faisceau d'ions jusqu'au comptage des atomes de béryllium (LN2C, CEREGE).

Dans un premier temps, les échantillons sont ionisés (BeO^-), puis le faisceau est transporté jusqu'à l'aimant d'injection à 90° où une première sélection en masse est effectuée, sous champ magnétique, par injection alternative des ions $^9\text{BeO}^-$ pour la mesure du ^9Be , et des ions $^{10}\text{BeO}^-$ pour la mesure du ^{10}Be . Après l'aimant d'injection, le faisceau de BeO^- est injecté dans l'accélérateur, où les ions négatifs passent de la masse à une tension de 4,5 MV au centre. Le « stripper » (canal d'épluchage où circule de l'argon) casse les molécules de BeO^- et produit des cations Be^{2+} . A une charge $> 2+$ les ions moléculaires qui peuvent contenir des interférences isobariques ne sont plus présents. Les ions sont ensuite accélérés de nouveau jusqu'à la masse.

A la sortie de l'accélérateur commence la ligne d'analyse qui va permettre de compter les atomes de masses différentes. Le faisceau d'ions positifs est dirigé vers l'aimant d'analyse, dont le rayon de courbure correspond à la déviation des ions $^{10}\text{Be}^{2+}$. Les ions $^9\text{Be}^{2+}$ sont plus fortement déviés et interceptés par la cuillère de Faraday qui permet de mesurer le courant produit. Les ions de masse 10 traversent ensuite une mince feuille de nitrure de silicium (Si_3N_4) qui permet de séparer les cations B^{3+} (bore) des cations Be^{4+} (béryllium). Les premiers ont connu une perte d'énergie relative plus importante ; ils sont donc moins déviés par le champ électrique du déflecteur électrostatique, et éliminés du faisceau. Cette technique permet d'éliminer le ^{10}B d'un facteur 10^5 (Klein et al, 2008). Les atomes de ^{10}Be , identifiés par leur énergie résiduelle, sont enfin comptabilisés dans le détecteur (n événements).

Les échantillons sont mesurés trois fois 20 mn chacun. Le rapport 10/9 de l'échantillon est déterminé par la mesure du nombre de coups en ^{10}Be (n) dans le détecteur, et du courant en ^9Be dans la cage de Faraday. Les rapports isotopiques « bruts » sont ensuite corrigés pour se conformer à un étalon qui possède un ratio $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ connu. Les mesures effectuées à ASTER sont corrigés par rapport au standard NIST 4325 d'après les valeurs réévaluées par Nishiizumi et al (2007), *i.e.* un rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ du standard ($R_{10/9}^{\text{NIST}}$) de $2,79 \pm 0,3 \cdot 10^{-11}$, et une période de demi-vie du ^{10}Be ($T_{1/2}$) de $1,36 \pm 0,07 \cdot 10^{-7}$ ans.

L'incertitude sur les rapports isotopiques ($\sigma R_{10/9}$) est calculée en fonction du nombre de coups dans le détecteur final (n), et de l'erreur analytique déterminé par la mesure du rapport du standard un grand nombre de fois ($\sigma R_{10/9}^{\text{NIST}}$). Elle est obtenue selon la méthode de propagation des erreurs avec :

$$\sigma R_{10/9} = \sqrt{\left(\frac{\sqrt{n}}{n}\right)^2 + (\sigma R_{(10/9)}^{\text{NIST}})^2} \quad (5.11)$$

Pour atteindre une précision $\leq 5 \%$, au moins 400 coups doivent être comptabilisés. La précision moyenne de la mesure de nos échantillons est $7,7 \pm 4,3 \%$ (1σ , $n = 27$). Etant donné que les valeurs atteintes pour la mesure de ratios dans le domaine 10^{-13} sont souvent inférieures à 5% aujourd'hui, la précision reportée ici s'explique en partie par la faible concentration en ^{10}Be pour des surfaces relativement jeunes (essentiellement seconde moitié de l'Holocène).

La précision de la mesure en dessous du rapport 10^{-13} dépend principalement de la quantité de BeO de l'échantillon et de la « propreté » de la préparation chimique. Il faut en effet limiter la contamination en Al et Ti. La concentration en Al diminue la précision de la mesure et augmente les marges d'erreur (Kubik et Reuther, 2007) car elle réduit le courant par effet de dilution (Merchel et al, 2008). Cela peut entraîner des incertitudes très grandes, voire empêcher la mesure. Quelques échantillons n'ont ainsi pas pu être mesurés du fait de l'absence de courant. Trois des échantillons qui n'avaient pu être mesurés pour cette raison ont été refaits : les incertitudes très basses déterminées la seconde fois indiquent l'importance de la préparation dans le processus.

5.2.3. Calcul des concentrations en ^{10}Be

5.2.3.1. Conversion du rapport isotopique en concentration (d'après Balco, 2006 ; Le Roux, 2009)

Le rapport isotopique ($R_{10/9}$) donné par la mesure AMS doit être converti en un nombre d'atomes de béryllium par gramme de quartz (N_{10}), afin de pouvoir calculer les âges d'exposition.

Les atomes des deux isotopes mesurés par l'accélérateur viennent de trois sources principales : i) de l'échantillon de quartz lui-même (n_{10}^S et n_9^S) ; ii) de la solution d'entraîneur ^9Be ajouté pendant le traitement chimique (n_{10}^C et n_9^C) ; et iii) de pollutions involontaires pendant le traitement dues aux acides et réactifs utilisés (n_{10}^P et n_9^P). Le rapport isotopique mesuré est donc :

$$R_{(10/9)} = \frac{n_{10}^S + n_{10}^C + n_{10}^P}{n_9^S + n_9^C + n_9^P} \quad (5.12)$$

Cette équation peut se simplifier car : i) Le béryllium étant un élément rare dans l'environnement, le nombre d'atome de ^9Be dans l'échantillon et ceux ajoutés involontairement ($n_9^S + n_9^P$) sont négligeables par rapport au nombre d'atomes injectés avec l'entraîneur (n_9^C) ; de plus, ii) comme la quantité d'entraîneur est la même pour tous les échantillons ($\sim 300\mu\text{g}$), on peut considérer le nombre d'atomes de ^{10}Be ajoutés accidentellement comme étant la somme de ceux provenant de l'entraîneur (n_{10}^C) et de ceux contenus dans les acides et réactifs utilisés (n_{10}^P), c'est-à-dire le nombre d'atomes de ^{10}Be contenus dans les blancs chimiques (n_{10}^B). L'équation 5.12 devient donc :

$$R_{(10/9)} = \frac{n_{10}^S + n_{10}^B}{n_9^C} \quad (5.13)$$

Le nombre d'atomes de ^9Be ajoutés avec l'entraîneur (n_9^C) est calculé d'après la masse d'entraîneur :

$$n_9^C = \frac{M_C N_A}{A_{Be}} \quad (5.14)$$

où M_C est la masse d'entraîneur ajouté, N_A le nombre d'Avogadro ($6,022 \cdot 10^{23} \text{ at. mol}^{-1}$), et A_{Be} la masse molaire du béryllium ($9,012 \text{ g. mol}^{-1}$).

La concentration en ^{10}Be dans l'échantillon (N_{10}) est donnée par le rapport entre le nombre d'atomes de ^{10}Be dans l'échantillon et la masse de quartz de l'échantillon (M_q) :

$$N_{10} = \frac{n_{10}^S}{M_q} \quad (5.15)$$

La substitution des équations 5.14 et 5.15 dans l'équation 5.13 permet de déterminer la concentration en ^{10}Be de l'échantillon (N_{10}) à partir de la mesure du rapport isotopique ($R_{10/9}$), de la connaissance de la masse de quartz de l'échantillon (M_q), et de la masse d'entraîneur ajouté (M_C) :

$$N_{10} = \frac{1}{M_q} \left(\frac{R_{10/9} M_C N_A}{A_{Be}} - n_{10}^B \right) \quad (5.16)$$

Pour soustraire les pollutions inhérentes au traitement chimique il faut estimer le nombre d'atomes de ^{10}Be ajoutés involontairement (n_{10}^B) à partir de l'entraîneur et des acides. Pour cela, un blanc analytique ne contenant pas d'échantillon a été réalisé avec chaque série d'échantillons traités (1 blanc/8-10 éch.). La pollution étant virtuellement la même pour tous les échantillons d'une même série, la concentration en atomes de ^{10}Be dans le blanc analytique représente l'apport involontaire lors du traitement de la série correspondante.

Par analogie avec le raisonnement précédent, le nombre d'atomes de ^{10}Be dans le blanc analytique est :

$$n_{10}^B = \frac{R_{10/9}^B M_C^B N_A}{A_{Be}} \quad (5.17)$$

En introduisant l'équation 5.17 dans l'équation 5.16, on obtient finalement la concentration en ^{10}Be dans l'échantillon :

$$N_{10} = \frac{(R_{10/9} M_C - R_{10/9}^B M_C^B) N_A}{M_q A_{Be}} \quad (5.18)$$

ou

$$N_{10} = \frac{(R_{10/9}^S - R_{10/9}^B) N_9^C}{M_q} \quad (5.19)$$

Les analyses ayant été effectuées sur une période de 7 mois, quatre séries différentes ont été traitées. Les séries ont été corrigées en fonction du blanc analytique correspondant, et non par la moyenne des blancs mesurés sur toute la période. Le rapport isotopique moyen des blancs analytiques est $2,11 \pm 0,7 \times 10^{-15}$ (1σ , $n = 4$). L'incertitude sur la mesure d'aussi faibles concentrations est donc élevée : $52,7 \pm 6 \%$ (1σ).

La mesure d'échantillons jeunes avec une précision satisfaisante requiert des ratios 10/9 mesurés pour les blancs significativement différents de ceux des échantillons, et donc l'emploi d'entraîneur ayant une très faible concentration en ^{10}Be (Merchel et al, 2008 ; Schaefer et al, 2009). Dans notre cas, les rapports 10/9 des blancs analytiques représentent 0,1 à 4 % des rapports des échantillons auxquels ils ont été soustraits. L'apport de ^{10}Be involontaire pendant le traitement, correspondant à ces valeurs, est compris entre 28 000 et 49 000 at.g⁻¹.

5.2.3.2. Calcul des incertitudes

L'incertitude reportée dans le calcul des âges ^{10}Be provient de deux sources principales :

- i) Les incertitudes sur la mesure du rapport isotopique de l'échantillon ($\sigma R_{10/9}^S$) et du blanc analytique associé ($\sigma R_{10/9}^B$), qui sont fournies par le laboratoire AMS à 1σ .
- ii) L'incertitude sur le taux de production (σP).

L'**incertitude interne** sur la concentration en ^{10}Be (σN_{10}) ne prend en compte que les incertitudes analytiques. Elle dépend de : i) l'incertitude sur la mesure AMS, qui intègre la reproductibilité statistique, l'incertitude sur les standards utilisés, et l'incertitude de la moyenne des mesures étalons ; ii) l'incertitude sur la mesure du rapport isotopique du blanc analytique.

Elle a été calculée avec :

$$\sigma N_{10} = N_{10}^S \cdot (\sqrt{\sigma R_{10/9}^S})^2 + \left((\sqrt{\sigma R_{10/9}^B})^2 \cdot \left(\frac{R_{10/9}^B}{R_{10/9}^S} \right) \right) \quad (5.20)$$

L'incertitude interne ne doit être utilisée que pour comparer des datations ^{10}Be sur un même site (*e.g.* déterminer si les âges de blocs sur une même moraine sont cohérents ou non).

Pour comparer les âges obtenus sur des sites distants, ou avec d'autres méthodes de datation, on doit considérer l'**incertitude externe** (σEXT) qui intègre l'incertitude sur les taux de production ($\sim 9\%$) (Balco et al, 2008 ; 5.1.2.1.). Selon la méthode de propagation des erreurs elle est donc :

$$\sigma EXT = \sqrt{\sigma N_{10}^2 + \sigma P^2} \quad (5.21)$$

5.2.3.3. Mode d'interprétation des âges d'exposition pour les moraines

La surface d'une moraine est supposée être d'âge homogène (au moins pour les secteurs échantillonnés : crête et faces proximales), et les incertitudes analytiques obéissent à une loi normale. De ce fait, les âges d'exposition mesurés sur un même cordon devraient également suivre grossièrement une distribution normale, dont l'écart-type refléterait uniquement l'incertitude analytique (*i.e.* ~ 3 - 10% selon la concentration).

Or, les âges mesurés sur des moraines montrent généralement une dispersion autour de la moyenne relativement large, biaisé le plus souvent du côté le plus jeune (Applegate et al, 2010) ; et qui tend à augmenter avec l'âge de la surface (Putkonen et O'Neal, 2006). Cette dispersion s'élève en moyenne à 40% de l'âge le plus vieux, après élimination des âges montrant une pré-exposition (Putkonen et Swanson, 2003).

Cette dispersion est causée par plusieurs facteurs qui peuvent entrainer des âges trop vieux (*e.g.* pré-exposition en paroi, remobilisation de matériel...), ou trop jeunes (*e.g.* exhumation, rotation de blocs, couverture temporaire...). Les âges trop jeunes sont de loin les plus fréquents dans ce type de contexte (Heyman et al, 2011). L'identification des âges aberrants se fait d'après la connaissance *a priori* du contexte stratigraphique, les observations de terrain, et par des méthodes statistiques

(Applegate et al, 2010 ; 2012).

La moyenne est considérée comme pertinente si les âges se recouvrent à 2 sigmas. Cependant, si des preuves manifestes de dégradation et d'exhumation de blocs existent, l'âge le plus vieux, en dehors des âges « aberrants » est une meilleure approximation de l'âge réel de dépôt (Zech et al, 2005). Ceci est confirmé par les efforts de modélisation dont les résultats indiquent que la moyenne est un mauvais indicateur de l'âge de dépôt (Applegate et al, 2010). La plupart du temps, une moyenne pondérée des erreurs est reportée car – après exclusion des âges aberrants – l'incertitude est plus susceptible d'être analytique que géologique, et il est donc logique d'accorder plus d'importance aux âges les plus précis (Douglass et al, 2006). A l'inverse, certaines études reportent une moyenne arithmétique accompagnée de la moyenne des erreurs à 1σ (e.g. Ivy-Ochs et al, 2006).

Pour évaluer la population de dates et exclure le cas échéant les âges aberrants, la moyenne quadratique des déviations pondérées (*MSWD*, *Mean Square of Weighted Deviates*) a été calculée avec le logiciel Isoplot / Ex v3.6 (Ludwig, 2008 ; Douglass et al, 2006), avec :

$$MSWD = \frac{\sum [(t_i - T_{moraine})^2 / (\sigma_i)^2]}{n - 1} \quad (5.22)$$

où t_i est l'âge d'exposition d'un bloc, σ_i l'incertitude interne associée, $T_{moraine}$ l'âge de la surface, et n le nombre d'échantillons par surface.

Cette statistique est équivalente au calcul du Chi2, divisé par le nombre de degré de liberté ($n-1$ ici). Elle permet de comparer la variabilité observée dans la population à la variabilité provenant des seules erreurs analytiques. Des valeurs égales à 1 suggèrent que la population s'ajuste à une courbe gaussienne et que les incertitudes sont expliquées par la mesure. Des valeurs inférieures à 1 indiquent que les erreurs analytiques peuvent être surestimées, tandis que des valeurs supérieures à 1 indiquent que les incertitudes analytiques ont été sous-estimées ou que la dispersion provient de facteurs géomorphologiques.

Pour le calcul de l'âge des moraines, les âges aberrants ont été éliminés afin d'obtenir des valeurs de $MSWD \leq 1$ (Tab. 5.2). L'âge de la moraine est ensuite obtenu par la moyenne pondérée des erreurs des âges retenus avec :

$$T_{moraine} = \frac{\sum [t_i (1/\sigma_i^2)]}{\sum (1/\sigma_i^2)} \quad (5.23)$$

dont l'erreur est donnée par :

$$\sigma T_{moraine} = \sqrt{1 / \sum (1/\sigma_i^2)} \quad (5.24)$$

Cette moyenne pondérée est donc biaisée vers l'âge ayant la plus faible incertitude. D'autre part l'incertitude associée ne peut être calculée qu'avec l'incertitude interne des échantillons, puisque l'incertitude sur les taux de production demeure constante. A l'inverse, sur certaines moraines, l'âge le plus vieux a été retenu comme âge de dépôt de la surface (voir Tab. 5.2, et Discussion 5.4).

Enfin, pour comparer l'âge des surfaces avec d'autres datations absolues, une incertitude de ~9% a été propagée à l'incertitude obtenue par l'Equation 5.24 pour tenir compte de l'erreur sur le taux de production.

5.3. Présentation des sites et résultats

Les âges ont été calculés avec le calculateur en ligne CRONUS-Earth v2.2. (Balco et al, 2008 ; http://hess.ess.washington.edu/math/docs/al_be_v22/AIBe_changes_v22.pdf) d'après le taux de production de référence de $4,49 \pm 0,39 \text{ at./g}^{-1}.\text{a}^{-1}$, basé sur le modèle de Stone (2000). Le Tab. 5.1 présente les caractéristiques des échantillons, ainsi que les âges d'exposition calculés.

Les âges reportés ont été calculés d'après le modèle « St » à taux de production constant de Lal (1991)/Stone (2000). La différence avec les âges calculés selon le modèle « Lm » (Lal (1991) / Stone (2000) ; Nishiizumi et al, 1989) intégrant les variations du champ géomagnétique est en moyenne de 1% sur nos données.

Une correction pour la neige et l'érosion a été calculée à titre indicatif, mais lorsque cela n'est pas précisé, la discussion porte toujours sur les âges apparents (données brutes non corrigées).

Tab. 5.1. (page suivante) Caractéristiques des échantillons et âges d'exposition calculés avec CRONUS-Earth v2.2 (Balco et al, 2008). La densité de roche retenue est $2,7 \text{ g/cm}^3$. ^a Les concentrations en ^{10}Be tiennent compte des corrections relatives aux blancs analytiques et à l'incertitude sur la mesure AMS. Les rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ des blancs analytiques utilisés pour la correction sont respectivement de $1,42 \pm 0,82 \times 10^{-15}$ et $1,98 \pm 0,99 \times 10^{-15}$ ([†] moyenne de ces deux valeurs) ; $1,97 \pm 0,89 \times 10^{-15}$ ([‡]) ; $3,08 \pm 1,78 \times 10^{-15}$ ([§]). ^b L'erreur associée aux âges prend uniquement en compte les incertitudes analytiques. ^c Les corrections sont effectuées pour un taux d'érosion de 3 mm.k^{-1} et une couverture neigeuse de 30 cm pendant 4 mois.

Echantillon	Lat.	Long.	Altitude (m a.s.l.)	Hauteur échantillon/ sol (cm)	Epaisseur	f_{topo}	Masse quartz dissout (g.)	Masse entraîneur ^{9}Be (mg)	Rapport 10/9 (10^{-13})	Tx prod° spallation (at.g. $^{-1}$ a $^{-1}$)	Erreur mesure AMS (%)	^{10}Be (10^4 Atomes/g.) ^a	Age d'exposition (années) ^b	Age d'exposition corrigé (années) ^c
ETA01	44,90908	6,25973	2095	70	2	0,920	46,936	0,3017	0,4461	21,38	16,7	$1,843 \pm 0,34$ [†]	848 ± 158	863 ± 160
ETA02	44,90904	6,25966	2095	65	3,5	0,920	44,184	0,3005	0,4208	21,11	16,0	$1,835 \pm 0,33$ [†]	855 ± 154	870 ± 156
RAT01	45,01820	6,28501	2407	120	1,5	0,922	38,309	0,2897	1,1404	26,72	5,1	$5,677 \pm 0,33$ [†]	2095 ± 122	2134 ± 124
RAT02	45,01815	6,28500	2403	85	2	0,922	29,349	0,2953	0,6614	26,54	4,6	$5,206 \pm 0,31$ [‡]	1934 ± 116	1970 ± 118
RAT04	45,01831	6,28531	2414	160	2,5	0,922	34,752	0,2981	1,0902	26,62	5,0	$7,193 \pm 0,42$ [‡]	2664 ± 154	2714 ± 156
RAT05	45,01657	6,28449	2441	60	4	0,924	49,708	0,2986	1,3273	26,82	6,1	$5,260 \pm 0,35$ [†]	1933 ± 130	1969 ± 132
RAT06	45,01696	6,28432	2417	80	1,5	0,921	49,758	0,2953	1,6200	26,87	10,3	$6,357 \pm 0,69$ [†]	2333 ± 253	2376 ± 258
RAT07	45,01732	6,28482	2412	65	2,5	0,924	32,730	0,3003	1,0099	26,64	5,1	$7,150 \pm 0,42$ [‡]	2647 ± 157	2697 ± 160
RAT08	45,01966	6,28641	2379	80	2	0,903	37,387	0,2893	1,4400	25,58	8,9	$7,358 \pm 0,70$ [†]	2835 ± 270	2888 ± 274
RAT09	45,02019	6,28666	2372	140	2,5	0,903	22,459	0,2924	0,9887	25,35	12,4	$8,453 \pm 1,12$ [†]	3287 ± 437	3349 ± 445
RAT10	45,01868	6,28545	2395	120	2,5	0,922	50,509	0,2963	1,5837	26,29	19,5	$6,141 \pm 1,23$ [†]	2303 ± 462	2346 ± 470
BON02	44,93574	6,32417	2596	200	4	0,955	51,720	0,3003	3,2166	30,66	3,7	$12,220 \pm 0,48$ [†]	3936 ± 154	4011 ± 157
BON03	44,93588	6,32410	2584	350	5	0,955	49,653	0,2956	3,2222	30,17	10,1	$12,910 \pm 1,33$ [†]	4226 ± 437	4308 ± 445
BON04	44,93585	6,32502	2580	300	2,5	0,932	36,458	0,2993	2,1861	30,00	8,5	$11,871 \pm 1,06$ [†]	3906 ± 350	3981 ± 356
BON05	44,93555	6,32452	2588	140	2	0,955	30,857	0,2986	1,6722	31,02	5,8	$10,334 \pm 0,65$ [†]	3290 ± 206	3352 ± 210
BON06	44,93580	6,32352	2588	160	2,5	0,955	36,191	0,2883	1,8064	30,83	5,0	$10,400 \pm 0,57$ [†]	3332 ± 183	3395 ± 187
MIA01	45,77851	6,86669	2005	100	3	0,973	44,937	0,3148	1,9140	21,39	5,0	$8,107 \pm 0,44$ [†]	3733 ± 204	3803 ± 208
MIA02	45,77851	6,86669	2010	140	3	0,972	33,512	0,2960	0,8960	21,37	8,7	$5,188 \pm 0,50$ [†]	2390 ± 231	2426 ± 235
MIA03	45,77851	6,86669	2010	240	0,8	0,972	30,693	0,2995	0,9048	21,77	4,7	$6,382 \pm 0,37$ [‡]	2887 ± 165	2931 ± 168
MIA04	45,77851	6,86669	2010	400	2	0,972	46,488	0,2891	1,4777	21,55	3,2	$6,070 \pm 0,23$ [†]	2773 ± 105	2816 ± 106
TEP01	45,27422	6,14393	2246	70	2,5	0,958	14,406	0,2956	4,1210	24,81	5,6	$56,271 \pm 3,27$ [†]	22473 ± 1314	23011 ± 1353
TEP02	45,27494	6,14387	2248	170	1,5	0,958	41,276	0,2902	12,8957	25,05	3,2	$60,505 \pm 1,95$ [†]	23939 ± 777	24522 ± 800
TEP04	45,27345	6,14391	2248	250	1,5	0,947	28,984	0,2995	2,5655	24,75	13,0	$20,905 \pm 2,79$ [†]	8337 ± 1115	8506 ± 1140
TEP05	45,27344	6,14378	2252	320	2	0,933	30,210	0,3000	3,0343	24,74	5,5	$23,716 \pm 1,36$ [†]	9465 ± 546	9659 ± 557
TEP06	45,27329	6,14362	2258	500	2,5	0,949	25,741	0,2686	5,4005	24,76	5,4	$37,437 \pm 2,14$ [§]	14947 ± 856	15277 ± 878
TEP07	45,27385	6,15114	2091	250	2	0,962	25,066	0,2698	8,8102	22,44	6,0	$63,137 \pm 3,87$ [§]	27883 ± 1722	28590 ± 1777
TEP09	45,27498	6,14981	2109	150	5	0,954	32,464	0,2687	4,1309	21,98	6,3	$22,673 \pm 1,51$ [§]	10175 ± 681	10386 ± 697

		Avec les âges aberrants		Sans les âges aberrants		Age le plus vieux	Age de la surface ^a
		Moyenne pondérée	MSWD	Moyenne pondérée	MSWD		
MIA	A_{2w}					3730 ± 200	3730 ± 380
	A_{3w}	2750 ± 170	1,6	2810 ± 170	0,34	2890 ± 170	2810 ± 300
TEP	M₉					10180 ± 680[†]	10180 ± 1120
	M₁₀	10660 ± 850 [‡]	17	9250 ± 960	0,83	9470 ± 550	9250 ± 1250
RAT	M₄	2340 ± 180	7,2	2750 ± 250	1,02	3290 ± 440	3290 ± 520
BON	M₁					3910 ± 350	3910 ± 490
	M₂			3970 ± 280	0,39	4230 ± 440	4230 ± 570
	M₃			3310 ± 270	0,023	3330 ± 180	3310 ± 400
ETA	M₁			852 ± 220	0,001	855 ± 150	850 ± 230

Tab. 5.2. Calcul de l'âge d'exposition des moraines pour chaque site à partir des âges apparents (non corrigés). Les âges en gras sont les âges retenus pour chaque surface ; ^a Intègre l'incertitude sur le taux de production ; [†] l'échantillon TEP07 n'a pas été inclus dans le calcul ; [‡] les échantillons TEP01 et TEP02 n'ont pas été inclus dans les calculs (voir le texte). Tous les âges sont arrondis à la décennie la plus proche.

5.3.1. Glacier du Miage (Massif du Mont Blanc)

Le glacier du Miage (11,6 km²) est un glacier de vallée d'orientation SE qui s'étend entre 4810 et 1780 m d'altitude. Il est alimenté par quatre glaciers de versant raides qui descendent du Mont Blanc (Fig. 5.6). L'émissaire proprement dit est couvert de débris depuis le front jusqu'à 2500 m. Les caractéristiques et la genèse de cette couverture ont été discutés par Deline (2002). Le bassin versant est essentiellement constitué de gneiss, schistes cristallins et granites. Les blocs échantillonnés sont des gneiss.

L'Amphithéâtre Morainique du Miage (AMM) est un ensemble de cordons morainiques concentriques bâtis par accréation et superposition, entre des phases de superposition de la moraine latérale droite (MLD) (Deline, 1999). Plusieurs dates ¹⁴C obtenues dans des dépressions intermorainiques dans l'AMM, et dans le remplissage glacio-lacustre à l'amont de l'AMM, ont permis de proposer une chronologie de la mise en place de cette forme pendant le Néoglaciale (Deline et Orombelli, 2005).

Les moraines échantillonnées pour les datations cosmogéniques correspondent aux cordons les plus externes de l'AMM qui portent des blocs suffisamment important pour remplir les conditions évoquées *supra* (§ 5.2.1). Elles appartiennent à la génération A selon la nomenclature de Deline et Orombelli (2005), dont le calage chronologique est compris entre 4.8 et 2.4 ka.

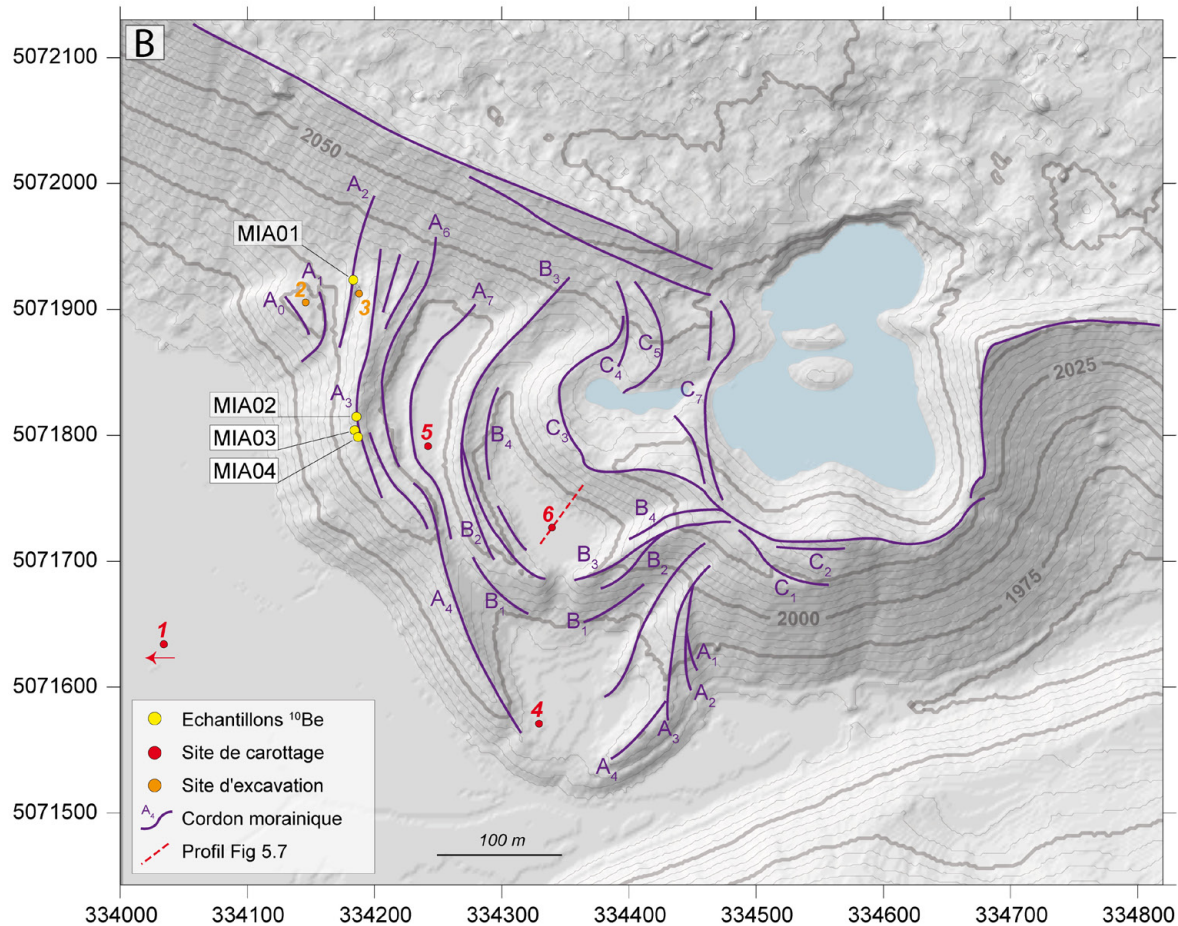
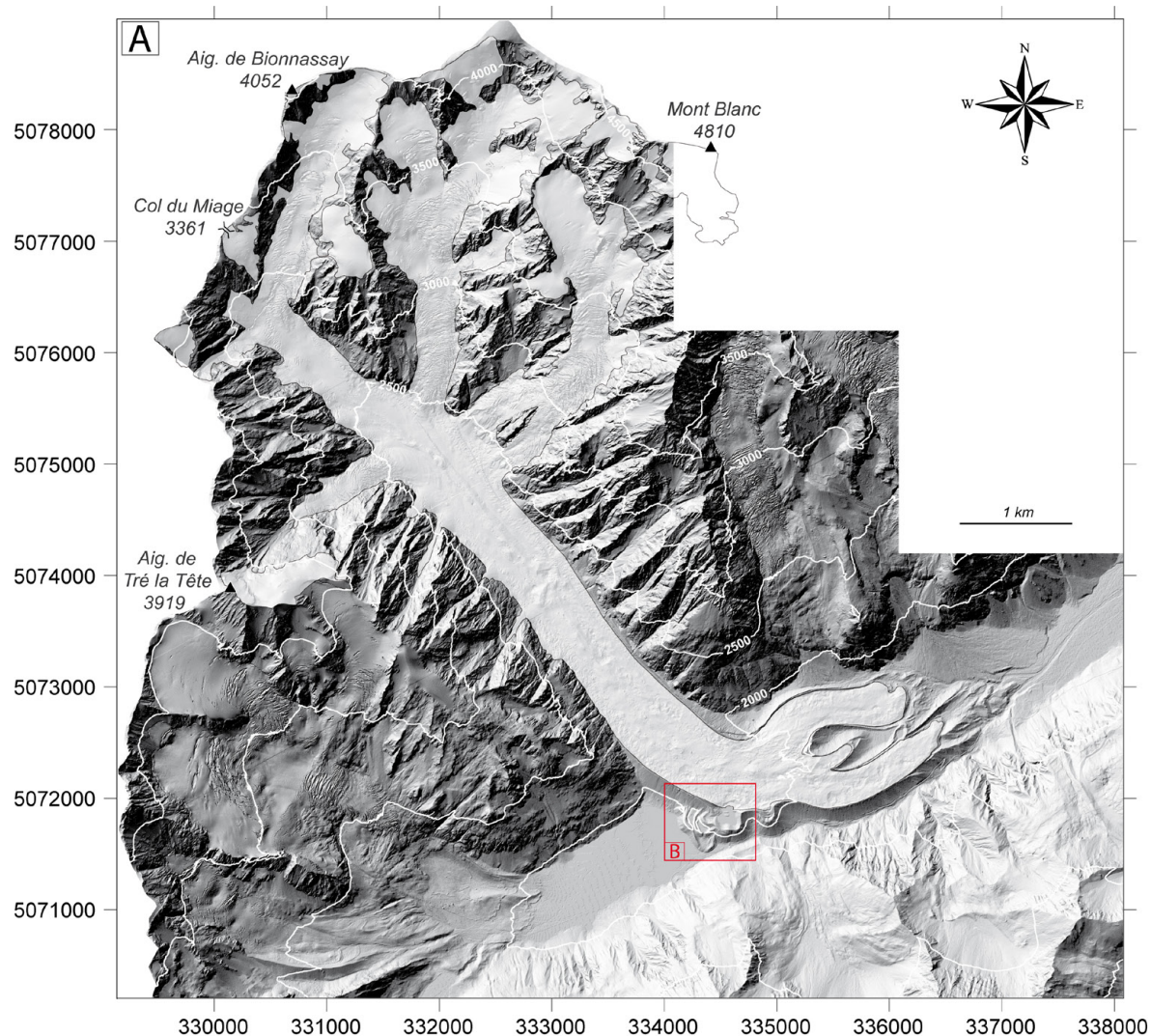


Fig. 5.6. (ci-contre) (A) Localisation du glacier du Miage et de l'AMM ; (B) Cordons morainiques de l'AMM d'après Deline et Orombelli (2005) et localisation des échantillons présentés dans le texte (fonds topographiques : MNT 2m RAVA ; les amorces correspondent aux coordonnées UTM Zone 32 N ED50).

Le cordon A_{2W} est une forme relativement atténuée (~ 2 m de hauteur) immédiatement à l'extérieur du cordon A_{3W} . Le bloc échantillonné MIA01 a donné un âge de $3.7 \pm 0,4$ ka. Le cordon A_{3W} est un cordon de grande dimension : ~ 10 - 15 m de commandement relativement à la surface de l'AMM ; 3 blocs y ont été échantillonnés. Les résultats des datations s'échelonnent entre 2.39 ± 0.23 et $2.89 \pm 0,16$ ka et indiquent un dépôt vers $2.8 \pm 0,3$ ka.

Pour affiner la chronologie existante un carottage a été effectué dans le remplissage entre les cordons B_4 et C_3 (site # 6, Fig. 5.6), afin d'obtenir un âge minimum pour le dépôt des cordons de la génération C. La séquence est constituée de sédiments lacustres de type juxtaglaciaires, finement laminés, avec une passée sableuse à la base (730 cm). La côte de 850 cm a été atteinte avec la dernière carotte, qui n'a pas pu être récupérée.

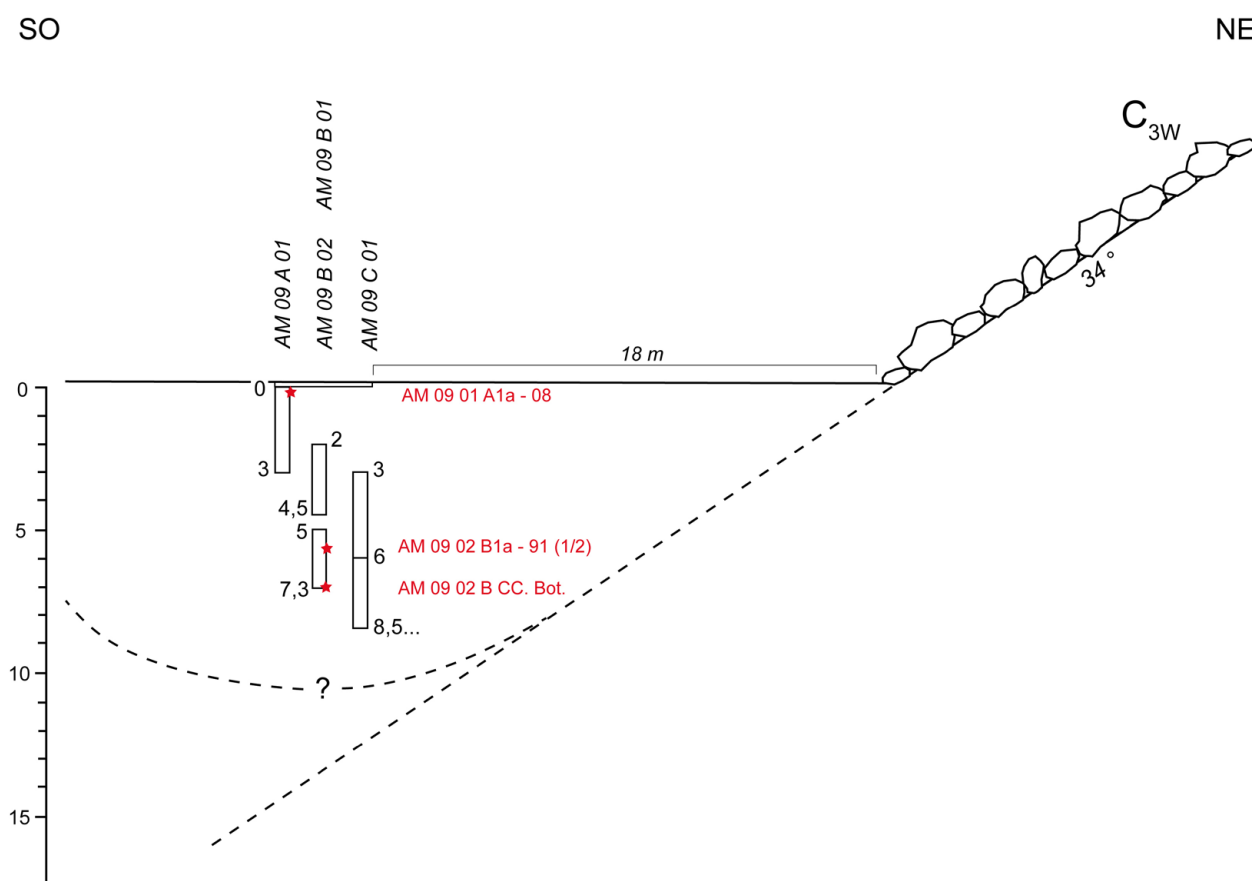


Fig. 5.7. Site du carottage (# 6 de la fig. 5.6) dans le remplissage glacio-lacustre entre les cordons B_4 et C_3 , et position des dates ^{14}C (étoiles rouges). Les côtes (en m) sont données par rapport à une référence située ~ 20 cm sous la surface. L'espacement relatif des carottes n'est pas à l'échelle.

Trois dates ^{14}C ont été obtenues sur la séquence (Tab. 5.3). L'échantillon sommital, prélevé pour contraindre l'arrêt de la sédimentation, a donné un âge subactuel. La base du remplissage est contrainte par un âge de 1070 BP (895-1021 cal AD) à 730 cm. Les datations réalisées sont présentées dans le Tableau 5.3 accompagnés d'une sélection des dates discutées par Deline et Orombelli (2005).

Site	profondeur (cm)	N° Labo.	Echantillon	matériel daté	Age ^{14}C	Intervalle de calibration (2σ)	Source
6	8	SacA 16241	AM 09 01 A1a - 08	rhizome graminée/cypéracée *			ce travail
6	591	SacA 16242	AM 0902B1a 91	branchette <i>Abies Alba</i> *	750 ± 30	1222-1286 cal AD	ce travail
6	730	SacA 16240	AM 0902B CC Bot.	aiguilles (<i>Larix</i> ?) *	1070 ± 30	895-1021 cal AD	ce travail
5	425	LY-10664		Herbe	2515 ± 45	797-418 cal BC	Deline Orombelli (2005)
4	510	GX-26208		Bois	2070 ± 40	195 cal BC-17 cal AD	Orombelli Deline (2002)
3	90	ARC-1521		Charbon	1720 ± 40	237-412 cal AD	Deline (1999)
2	100	GX-26209		Charbon	2300 ± 150	788-42 cal BC	Orombelli Deline (2002)
1	5716	LY-10248		Tourbe	4265 ± 75	3090-2624 cal BC	Deline Orombelli (2005)

Tab. 5.3. Ages ^{14}C obtenus sur le site de carottage # 6 et synthèse des dates ^{14}C significatives pour la chronologie de l'AMM. Les sites sont ceux de la Fig. 5.6. (* détermination : C. Delhon, CEPAM).

5.3.2. Glacier de Tepey (Massif de Belledonne)

Le glacier de Tepey (appellation non officielle) est un petit glacier de cirque situé sur le revers est du massif, sous la face nord du Bec d'Arguille (2891 m). La glace est encore présente aujourd'hui ($\sim 0,07 \text{ km}^2$, crevasses) malgré son caractère de décrépitude. La surface au maximum PAG (1850) était de l'ordre de $0,15 \text{ km}^2$. Une couverture détritique quasi-continue mais peu épaisse recouvre le glacieret actuel.

Les dépôts glaciaires post-LGM ont été cartographiés par Hannss (1982) dans le massif de Belledonne. Le vallon de Tepey présente l'une des séquences tardiglaciaires les mieux conservées des Alpes du nord, avec une série de vallums morainiques frontaux et une importante moraine latérale gauche qui peut être suivie sur 1,7 km. D'après Hannss (1982), la première position tardiglaciaire est représentée par une terrasse latéro-frontale au débouché du vallon du Tepey, et correspondrait à un front vers 1190 m au niveau du hameau de la Chal. Cette position pourrait correspondre au stade de Gschnitz (Ivy-Ochs et al, 2006). Plusieurs positions frontales marquées par des vallums atténués, en partie recouverts par les dépôts de versant, sont présents dans la combe de Tepey proprement dite. Le plus visible correspond à un front vers 1600 m et pourrait être apparenté au stade du Daun (non visible sur la Fig 5.8). Vers 1750 m, immédiatement à l'aval de la confluence avec le vallon anonyme de rive gauche, se trouve un champ de gros blocs erratiques. Plus à l'amont, les positions M_4 ($\sim 1840 \text{ m}$) à M_9 (2080 m) pourrait représenter le stade Egesen.

Le vallon du Tepey est entièrement taillé dans les formations cristallophylliennes du socle cristallin. Les gneiss amphiboliques sont encadrés par deux bandes d'amphibolites N/S qui constituent respectivement les crêtes du Bec d'Arguille au Pic de la Grande Valloire, et les contreforts ouest de la Cime du Sambuis. Ce dernier sommet est majoritairement taillé dans les chloritoschistes (Barfétty et al, 1977).

L'extension du glacier a été reconstituée pour les trois derniers stades identifiés d'après la cartographie géomorphologique (M_9 - M_{11}). L'objectif étant ici de dater les fluctuations glaciaires de la transition Tardiglaciaire/Holocène, l'échantillonnage a porté sur le cordon M_{10} qui occupe une position intermédiaire entre le bastion morainique M_{11} supposé Néoglaciale/PAG, et le vallum morainique latéro-frontal M_9 interprété comme la position la plus interne de la séquence tardiglaciaire. Les âges obtenus sur M_{10} datent la forme du Boréal, vers $9.2 \pm 1.2 \text{ ka}$. L'âge obtenu pour M_9 est conforme avec l'hypothèse d'un dépôt au Préboréal, avant $10.2 \pm 1.1 \text{ ka}$. Sur ces deux cordons, plus de la moitié des blocs échantillonnés (non inclus dans l'âge des surfaces) ont donnés des âges témoignant d'héritages extrêmement importants : $14.9 \pm 0.8 \text{ ka}$ (TEP06), 22.5 ± 1.3 (TEP01) et $23.9 \pm 0.8 \text{ ka}$ (TEP02) sur

M_{10} ; et 27.9 ± 1.7 ka (TEP07) sur M_9 . Deux échantillons n'ont pas pu être mesurés (absence de courant lors de la mesure AMS) : TEP03 et TEP08.

	AABR 1	AABR 1,5	AABR 1,65	AAR 0,4	AAR 0,5	AAR 0,67	MELM	Moyenne	Superficie (km ²)
M_{11}	2484	2473	2471	2499	2484	2456	2490	2489	0,148
M_{10}	2415	2399	2396	2446	2422	2368		2428	0,257
ΔLEG	69	74	75	53	62	88		61	
M_9	2330	2300	2295	2367	2336	2276		2344	0,503
ΔLEG	154	173	176	132	148	180		145	

Tab. 5.4. Calcul des LEG et ΔLEG pour les trois stades holocènes du glacier de Tepey. La LEG retenue est la moyenne des valeurs en gras (voir texte).

Légende des cartes géomorphologiques

	Crête / sommet		Glacier rocheux actif
	Bedrock		Glacier rocheux inactif / fossile
	Glace vive		Cône polygénique
	Couverture détritique		Lave torrentielle
	Glacio-névé		Ravines
	Chute de sérac		Eboulis indifférencié
	Torrent		Eboulis couvert
	Epandage fluvio-glaciaire		Dépôt d'écroulement
	Dépôt d'avalanche pérenne		Niche d'arrachement
	Trajectoire d'avalanche		Cône d'éboulis
	Vallum morainique tardiglaciaire		Méga-bloc (>100 m ³)
	Vallum morainique holocène		Sol sur roche cristalline en place
	Epandage morainique tardiglaciaire		Sol sur roche sédimentaire en place
	Epandage morainique holocène		
	Crête morainique		
	Roche moutonnée		
	Terrasse fluvioglaciaire		

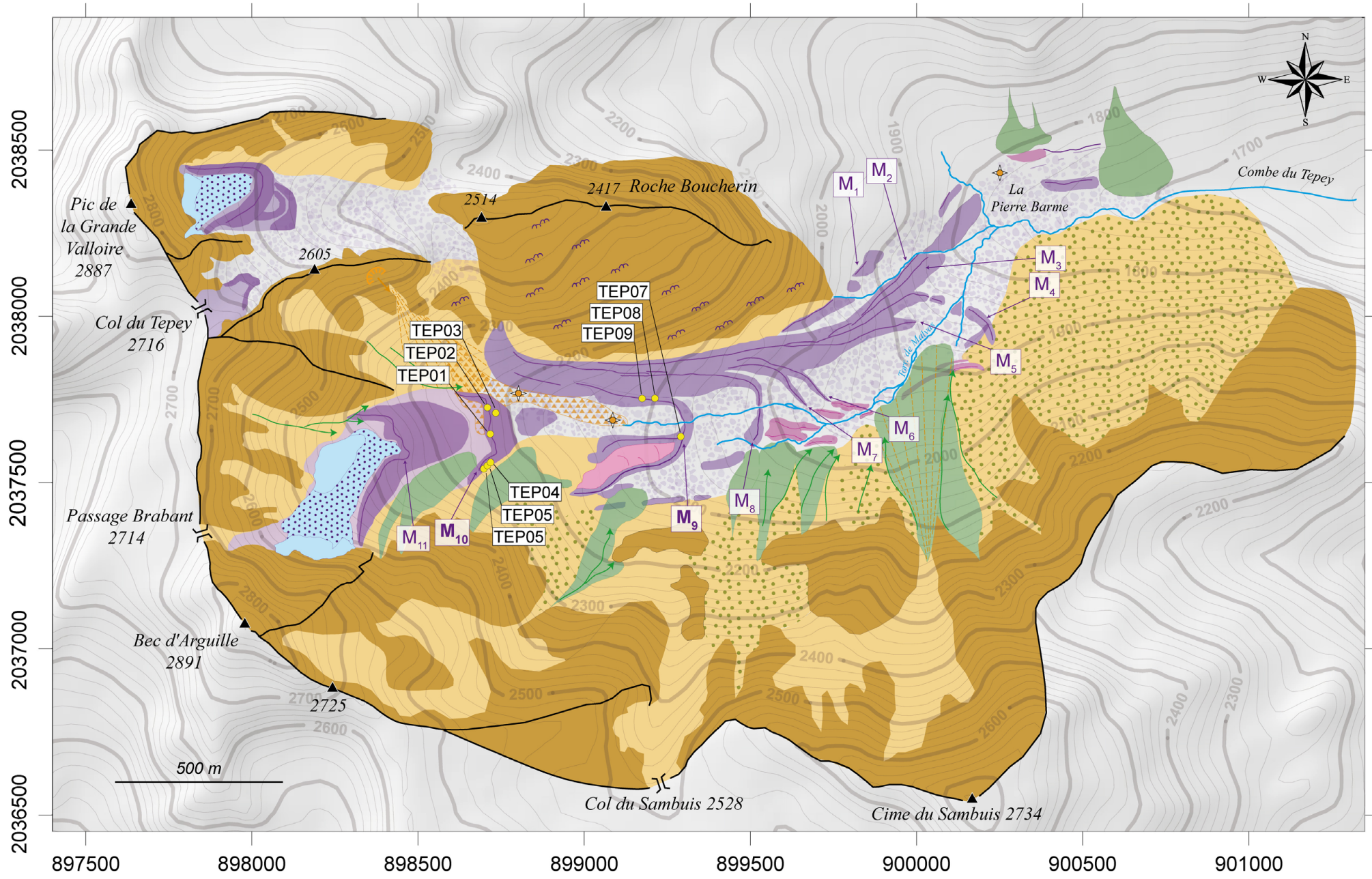


Fig 5.8. (ci-contre) Carte géomorphologique simplifiée du vallon du Tepey et localisation des échantillons ¹⁰Be. La nomenclature des stades tardiglaciaires n'est pas exhaustive. Extension glaciaire de 2009. Les amorces correspondent au quadrillage de la projection Lambert 2 Etendu.

Pour le calcul de la LEG, la surface du glacier a été reconstituée en traçant les isohypses des paléoglaciers perpendiculairement à l'axe de la vallée, avec des profils concave dans la zone d'accumulation et convexe dans la zone d'ablation (e.g. Schindewolf 2010). Les LEG ont été calculées avec différentes méthodes pour des tranches altitudinales de 10 m. La valeur d'AAR utilisée couramment dans les Alpes pour la comparaison des valeurs de dépression de la LEG (Δ LEG) par rapport à la position de référence (PAG, 1850) est 0,67 (Maisch, 1981 ; Ivy-Ochs et al, 2009). Mais des valeurs plus faibles caractérisent les petits glaciers de cirque. Un AAR de 0,4 est considéré comme pertinent pour des glaciers de 0,1-1 km² (Kern et Laszlo, 2010 ; voir Fig. 2.7). L'altitude minimale des moraines latérales (MELM) pour M₁₁ indique que cette dernière valeur d'AAR est la plus proche de la LEG réelle. L'altitude des LEG selon la méthode de l'*Accumulation Ablation Balance Ratio* (AABR) a été calculé avec la feuille Excel de Benn et Gemmel (1997). Un AABR de 1 signifie que les gradients d'ablation et d'accumulation sont égaux, ce qui est le cas dans les régions polaires, mais aussi pour de petits glaciers de cirque qui ont un faible développement altitudinal, ou pour des glaciers noirs (souvent inférieur à 1 dans ce dernier cas). Cette méthode n'est pas la plus adaptée à l'estimation de la LEG de glaciers alimentés par les avalanches (Benn et Lehmkuhl, 2000), mais les résultats sont néanmoins rapportés. Les valeurs les plus pertinentes ont été moyennées, et les Δ LEG correspondantes sont retenues pour la discussion (Tab. 5.4)

Les LEG sont données à titre indicatif puisque la valeur climatique de ce paramètre est difficile à évaluer pour les petits glaciers de cirque (Hughes, 2008 ; 2010). Depuis 1850, la perte d'épaisseur du glacier de Tepey a été importante, mais le recul frontal reste limité (Fig. 5.8).

5.3.3. Glacier du Rateau (Massif des Ecrins)

Le glacier du Rateau (1,29 km² en 2009, pente moyenne 28,6°) est un glacier de versant alimenté par la face nord du Rateau (3809 m). L'émissaire dont le front se situe à 2300 m possède une couverture détritique continue jusqu'à l'altitude de 2670 m (Fig. 5.9A).

Au PAG, le glacier du Rateau conflue avec le glacier de la Meije (1,51 km² en 2009, pente moyenne 30,4°, front à 2420 m) pour former un ensemble continu avec un front à 1950 m d'altitude (Fig 5.9A). La moraine latérale gauche se développe sur 2,5 km de long, entre 2780 et 2060 m. En position plus externe, un vallum bien conservé est visible en rive gauche à partir de 2330 m, qui s'étend vers l'aval jusqu'à 1670 m. Un cordon encore plus externe, très atténué, est souligné par la végétation dans la partie aval entre 1950 et 1710 m. Ces deux derniers cordons, vraisemblablement tardiglaciaires, suggèrent une position frontale atteignant la vallée de la Romanche (~1400 m ?). A la côte 2370 m, le glacier du Rateau a formé un lobe marginal en rive gauche, avec différents cordons construits par accréation qui ont été échantillonnés (Fig. 5.9B). Durant le retrait post-PAG ce lobe s'est affaissé et a évolué en glacier rocheux, comme l'indiquent les bourrelets de fluage (Fig. 5.9B).

La lithologie du bassin versant glaciaire est quasi-exclusivement composée de granites : principalement le granite basal de la Meije, alcalin leucocrate, riche en quartz (32%) (Barbier et al, 1976). Les gneiss affleurent sur les arêtes de la Meije, autour du glacier du Vallon, et forment les arêtes de la Meijette, qui séparent le glacier de la Meije de celui du Tabuchet, à l'est (non représenté sur la Fig. 5.9A).

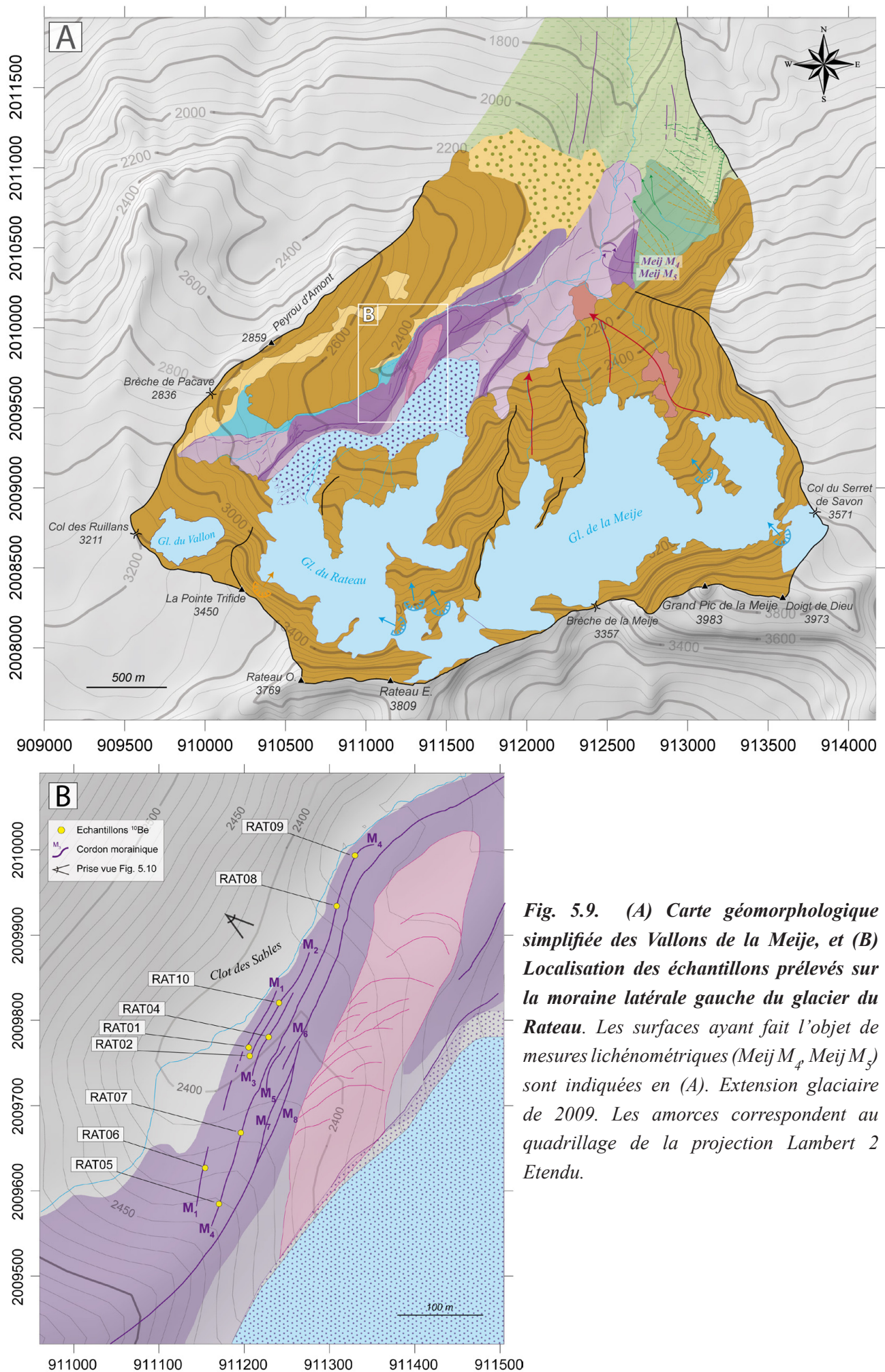


Fig. 5.9. (A) Carte géomorphologique simplifiée des Vallons de la Meije, et (B) Localisation des échantillons prélevés sur la moraine latérale gauche du glacier du Rateau. Les surfaces ayant fait l'objet de mesures lichénométriques (Meij M₄, Meij M₅) sont indiquées en (A). Extension glaciaire de 2009. Les amorces correspondent au quadrillage de la projection Lambert 2 Etendu.

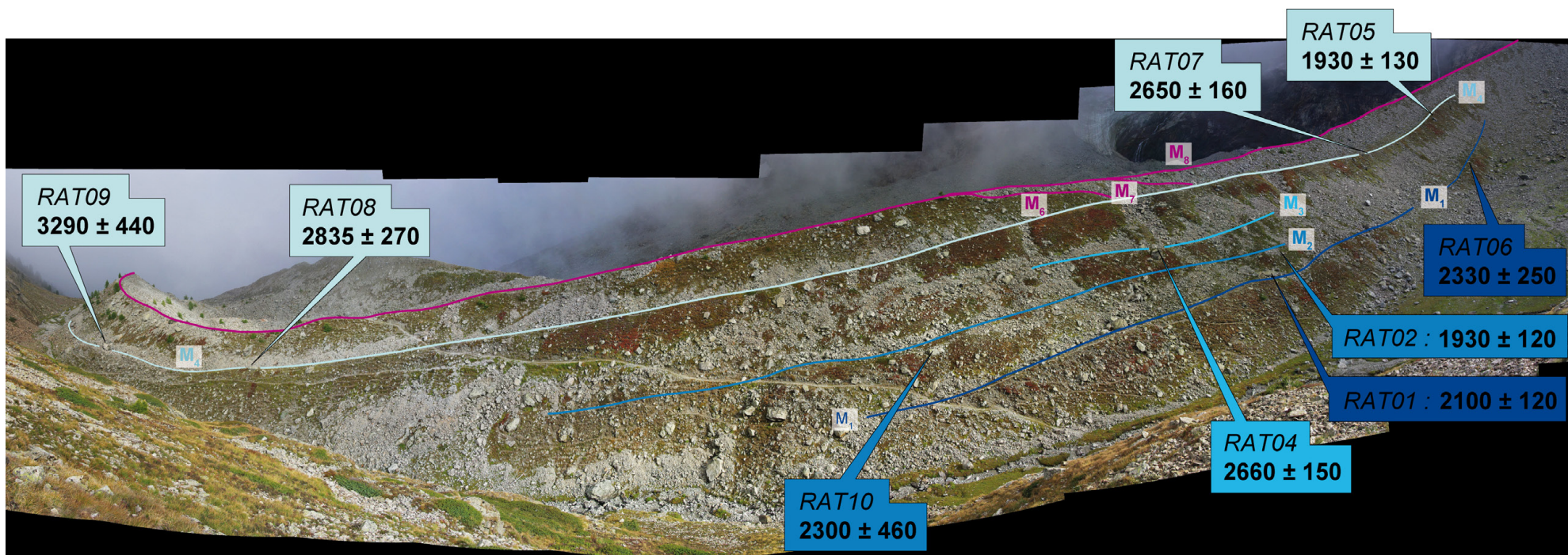


Fig. 5.10. Datations ^{10}Be sur le lobe latéral gauche du glacier du Râteau. Les âges sont accompagnés des seules incertitudes analytiques. Les cordons M5 (non visible) à M8 n'ont pas été échantillonnés.

Les datations ont été réalisées sur les quatre cordons les plus externes du complexe holocène (Fig. 5.10). Les cordons M_2 et M_3 ont des crêtes atténuées car déposés par accrétion proximale lors d'avancées sensiblement de même ampleur. Les cordons M_1 à M_3 portant peu de gros blocs, les échantillons ont été prélevés sur les plus importants ($50 < H < 100$ cm), parfois sur la face distale. Le cordon M_4 a une crête mieux individualisée, qui peut être suivie sur 500 m (Fig. 5.10). Tous les blocs échantillonnés sur M_4 se trouvent sur la crête, sauf RAT05.

Les âges apparents s'échelonnent entre 1.93 ± 0.12 et 3.29 ± 0.44 ^{10}Be ka, et sont en désaccord avec la stratigraphie, *i.e.* les âges les plus vieux sont sur les deux cordons les plus internes (M_3 et M_4).

5.3.4. Glacier de Bonnepierre (Massif des Ecrins)

Le Glacier de Bonnepierre (2,00 km² en 2009) est un glacier de vallée peu raide (17°). Au PAG le front se situait vers 2125 m et la superficie du glacier atteignait 2,97 km² (Edouard, 1978 ; Fig. 5.11). Le glacier a connu un retrait limité depuis cette période en raison de sa couverture détritique, résultant entre autre des écroulements rocheux sur le glacier (Bourgeat, 1990 ; Gardent, 2009) et de sa localisation au fond d'un cirque alimentée par la face NW du Dôme de Neige des Ecrins (4015 m, ~1000 m de commandement). Le front actuel se situe à 2410 m, et sa position est quasiment stable depuis 1890 (-190 m) comme l'indiquent les documents historiques (Le Roy, 2007).

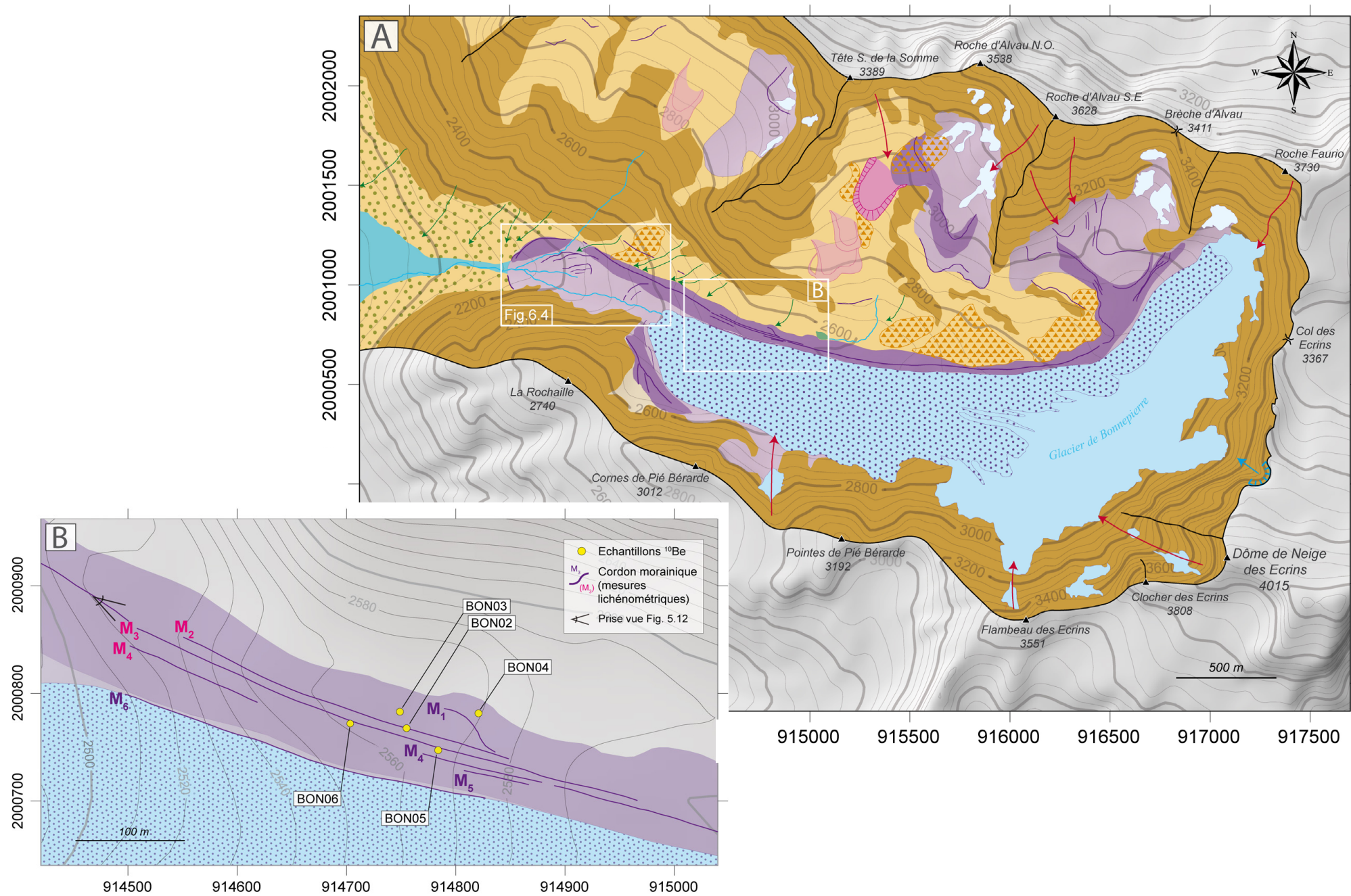
La lithologie du bassin versant glaciaire est constituée essentiellement d'anatexites et de granites migmatitiques pour les parois dominant la zone d'accumulation, tandis que la rive gauche est taillée dans les granites (granites d'Ailefroide, puis granite de la Bérarde plus à l'ouest) (Barfèty et Pêcher, 1984).

La moraine latérale droite se développe sur 3,1 km, entre 2900 et 2125 m d'altitude. Vers 2550 m, plusieurs crêtes juxtaposées sont identifiables (Fig. 5.12). La prévalence de l'accrétion sur la superposition dans l'enregistrement morainique sur ce secteur vient vraisemblablement du fait qu'il se trouve immédiatement à l'amont d'un rétrécissement de la vallée qui contraint l'écoulement. Lors de périodes d'avancées, le flux glaciaire est dévié par cet accident topographique, et déborde en position latérale sur la rive où il n'est pas contraint.

L'échantillonnage a porté sur les trois cordons les plus externes (Fig. 5.12) : M_1 , au faible commandement et à la crête peu marquée, sans doute oblitéré par M_2 ; M_2 , de grande dimension, au profil arrondi et au sol bien développé, qui représente la forme la plus externe sur la majeure partie de ce secteur ; M_3 , déposé par accrétion sur M_2 est constitué de blocs métrique à faible support matriciel. En position plus interne M_4 et M_5 sont de petits cordons en partie détruit par l'érosion de leur face proximale, et qui peuvent être suivis sur quelques dizaines de mètres.

Les âges apparents s'échelonnent entre 3.29 ± 0.21 et 4.23 ± 0.44 ^{10}Be ka. L'âge le plus vieux a été mesuré sur le plus gros bloc échantillonné (BON03).

Fig. 5.11. (ci-contre) (A) Carte géomorphologique simplifiée du vallon de Bonnepierre et, (B) Localisation des échantillons prélevés sur la moraine latérale droite du glacier de Bonnepierre. Extension glaciaire de 2009. Les amorces correspondent au quadrillage de la projection Lambert 2 Etendu.



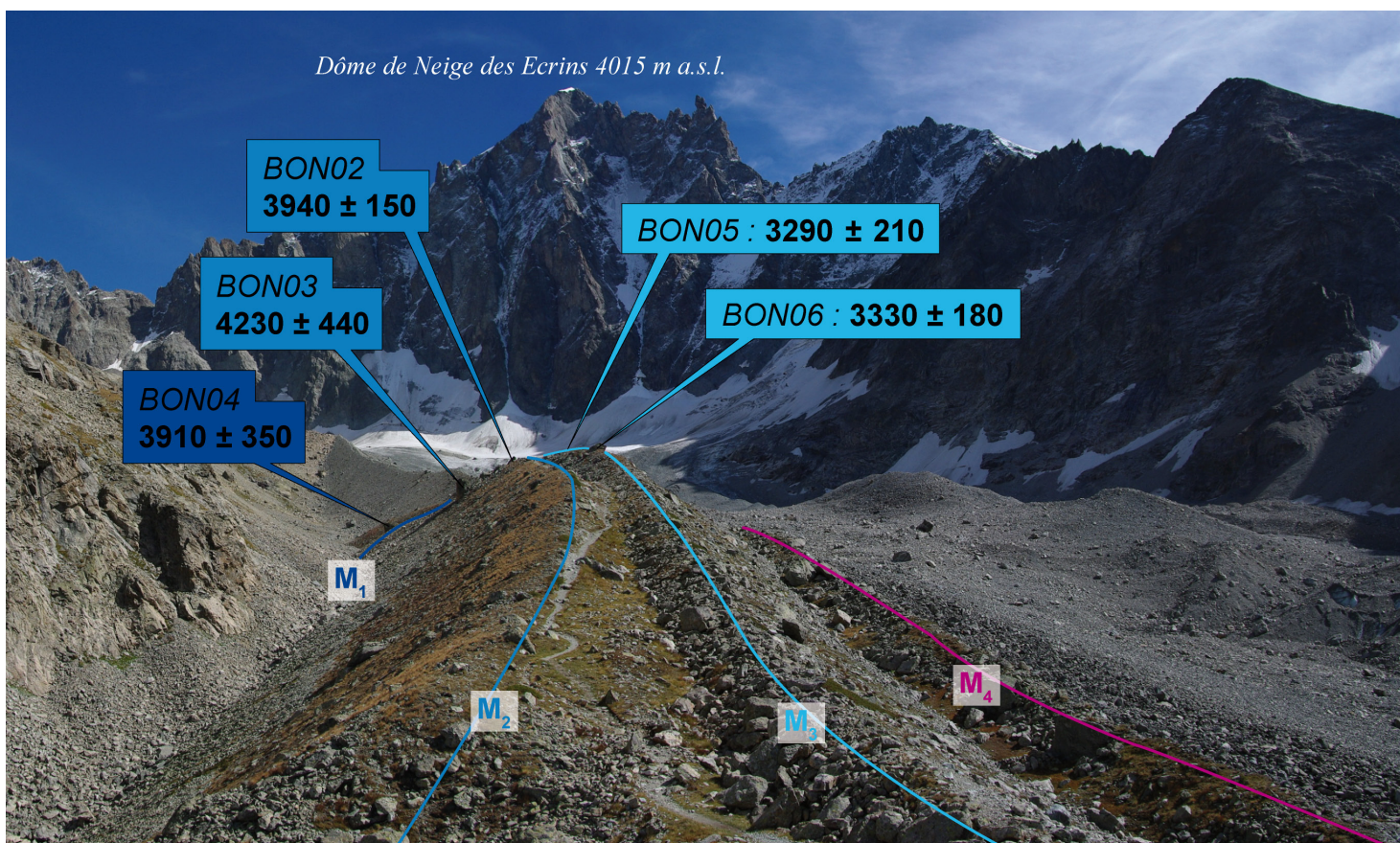


Fig. 5.12. Datations ^{10}Be sur la moraine latérale droite du glacier de Bonnepierre. Les âges sont accompagnés des seules incertitudes analytiques. Les cordons M_4 et M_5 (non visible) n'ont pas été datés.

5.3.5. Glacier du Vallon des Etages (Massif des Ecrins)

Le glacier du Vallon des Etages est un glacier de cirque qui se développe entre 2420 et 3230 m sous les faces nord de la Pointe du Vallon des Etages (3564 m) et du Pic de l'Etret (3559 m) (Fig 5.13A).

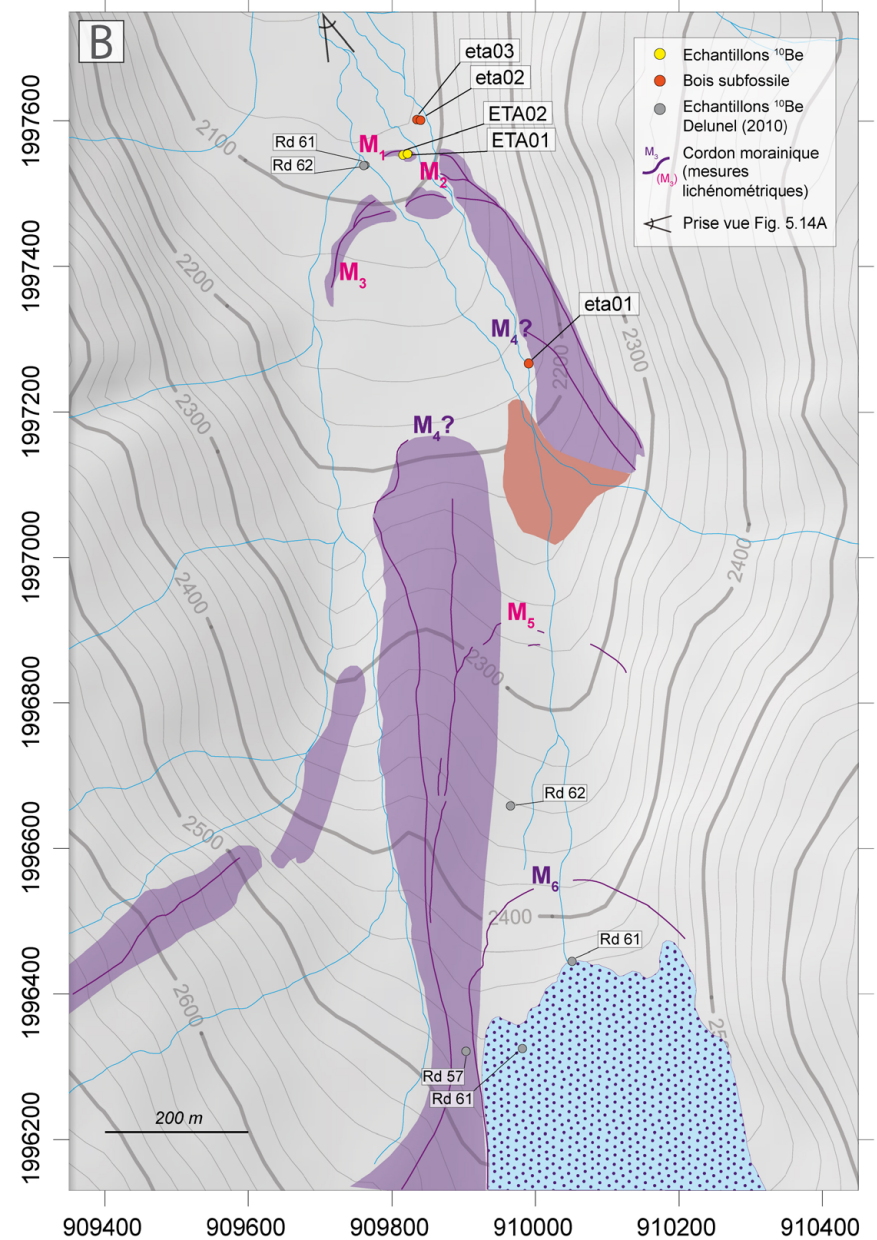
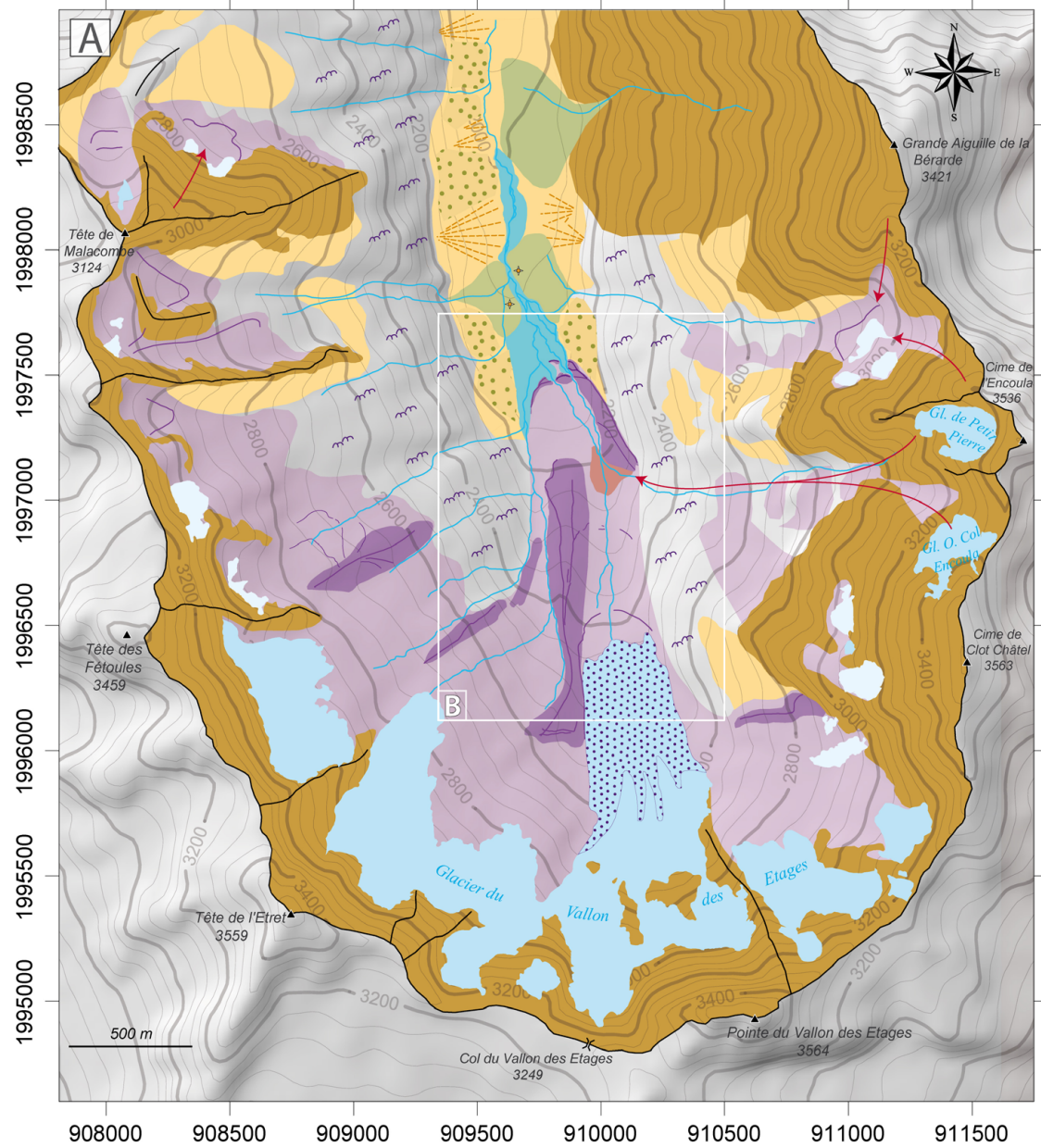
L'englacement du vallon était de 1,74 km² en 2009, dont 1,58 km² pour le glacier du Vallon des Etages *s.s.* (*i.e.* appareils coalescents au PAG). En comparaison, l'englacement du vallon au PAG était de 4,6 km², dont 3,49 km² pour le glacier du Vallon des Etages (Le Roy, 2006). L'émissaire, en voie d'individualisation, possède aujourd'hui une couverture détritique continue jusqu'à ~2600 m. Malgré la faible pente de la langue actuelle (~15°), la pente moyenne du glacier est de 24,8°, ce qui indique un appareil réactif, à faible temps de réponse, notamment lors des périodes où la couverture détritique était moins étendue et discontinue (*e.g.* début 20^e s ; Le Roy, 2006).

Le bassin versant glaciaire est quasi-exclusivement taillé dans le granite des Etages, au faciès porphyroïde. La rive droite est constituée de gneiss de la Lavey et présente également quelques affleurements de gneiss amphiboliques et d'amphibolites, notamment à l'aval des glaciers de Petit Pierre et O. du col de l'Encoula (Barfety et Pêcher, 1984).

Le premier arc morainique frontal M₁ à 2090 m, est en grande partie démantelé par les torrents émissaires. Il est constitué de blocs décimétriques à métriques sans matrice.

Deux blocs sur la crête de cette forme ont fait l'objet de prélèvements pour les datations cosmogéniques (ETA01 et 02), qui ont respectivement donné des âges apparents de 848 ± 158 et 855 ± 154 ¹⁰Be ka (Fig. 5.14).

Fig. 5.13. (page suivante) (A) Carte géomorphologique simplifiée du Vallon des Etages et, (B) Localisation des échantillons discutés dans le texte. Extension glaciaire de 2009. Les amorces correspondent au quadrillage de la projection Lambert 2 Etendu.



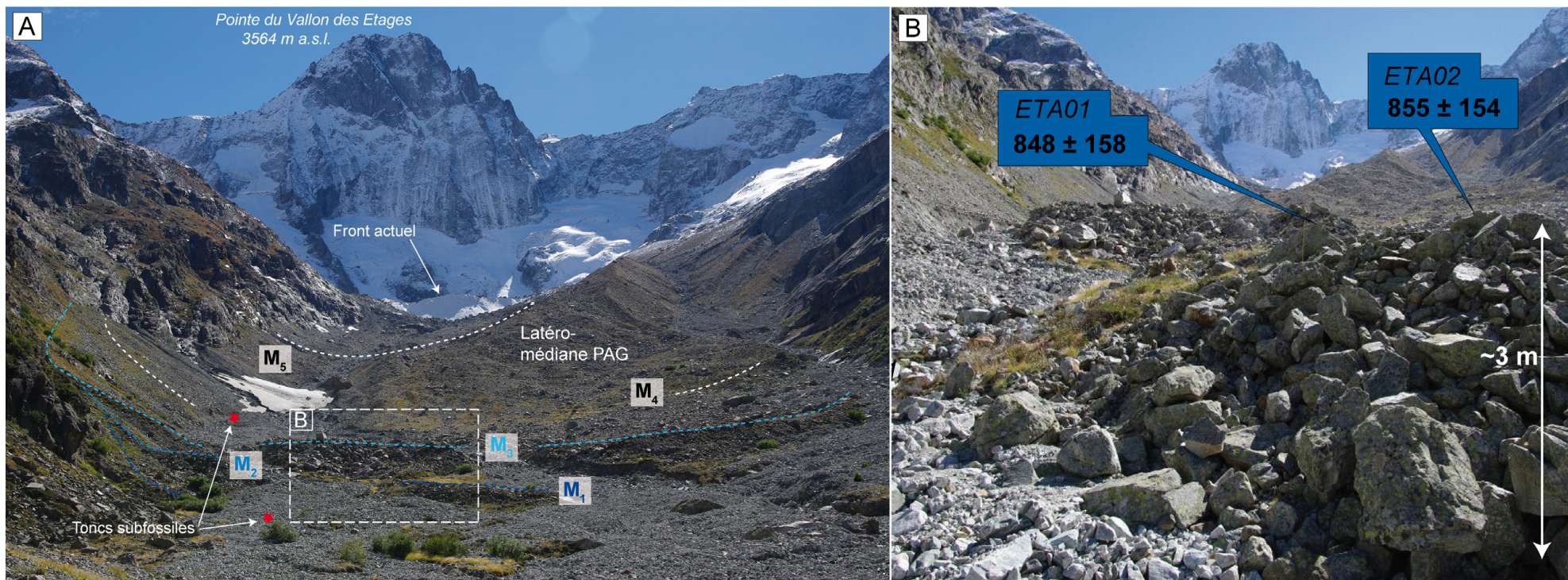


Fig. 5.14. Datations ^{10}Be sur la moraine frontale du glacier du vallon des Etages. (A) Vue S sur la marge proglaciaire, et localisation des cordons morainiques ; (B) Vue rapprochée du cordon M₁, et la localisation des blocs échantillonnés. Les âges sont accompagnés des seules incertitudes analytiques. La position des bois subfossiles échantillonnés (Eta01-03) est également indiquée.

5.4. Discussion

a) Les âges retenus pour les moraines M_9 et M_{10} du glacier de Tepey correspondent à la **transition Tardiglaciaire / Holocène** et au **début de l'Holocène**.

- L'âge de $10,2 \pm 1,1^{14}$ ka pour le stade M_9 ($10,4 \pm 1,1$ ka avec corrections) caractérisé par une Δ LEG de 145 m, est cohérent avec une avancée pendant le **Préboréal**. Il s'agit d'un âge minimum pour le dépôt de ce cordon mais un seul âge ayant été retenu, le calage chronologique doit être affiné. Cette position peut néanmoins être rapprochée du stade Kartell daté à $10,8 \pm 1,0$ ka sur la localité-type (Ferwall, Autriche) (Ivy-Ochs et al, 2006), à $10,9 \pm 0,8$ ka au glacier de l'Unnerbaech (Belalp, Valais) (Schindelwig et al, 2011) et à 11.5 ka (avec le taux de production « bas » de Balco et al, 2009) au glacier de Tsijoure Nouve (Schimmelpfennig et al, 2011). Sur plusieurs sites, ce stade se caractérise par un grand nombre de moraines récessionnaires, relativement proches, indiquant une forte instabilité climatique qui a entraîné des réavancées de même ampleur en un court laps de temps (quelques siècles) : cinq cordons morainiques proches ont ainsi des âges similaires, entre $10,9 \pm 0,8$ ka et $11,0 \pm 0,6$ ka, au glacier de l'Unnerbaech (Schindelwig et al 2011). De même, le vallum holocène le plus externe daté à 11.5 ka au glacier de Tsidjoure Nouve est suivi de quatre petits cordons de récession accolés qui ont donné des âges de 11.2 ka (Schimmelpfennig et al 2011).

Au Tepey, la morphologie complexe de l'ensemble morainique M_9 pourrait indiquer la réoccupation de la même position frontale par le glacier, puis l'évolution en glacier rocheux de la marge droite (fluage du matériel morainique et des clastes périglaciaires) immédiatement après ce stade, en réponse à un assèchement du climat (Ivy-Ochs et al, 2009).

Dans le vallon des Muandes (Clarée, Haute Durance) Cossart et al (2011 ; 2012) ont également identifié un cordon de signification régionale situé 250 à 600 m à l'aval du PAG, en amont des positions Dryas récent. Il a été daté à $9,7 \pm 0,8$ ka (mais moyenne de 6 blocs entre $10,9 \pm 0,9$ ka et $8,2 \pm 0,7$ ka). Il se définit par une Δ LEG de 200 m en moyenne, *i.e.* supérieure aux valeurs rapportées ici et dans la littérature (~120-150 m).

Le stade de Kartell apparaît donc comme la réponse des glaciers alpins à l'Oscillation Préboréale (~11.5-11.3 ka) (Björk et al, 1997 ; Rasmussen et al, 2007). On peut noter que sur les petits glaciers de cirque il se caractérise par une position largement à l'aval du PAG, tandis que sur les glaciers plus importants il serait proche de la position maximum du PAG (légèrement externe).

- Le cordon M_{10} (Δ LEG = 60 m) est stratigraphiquement en position intermédiaire entre le PAG / Néoglaciaire et le dernier stade tardiglaciaire (Kartell). L'âge de M_{10} indique un dépôt au **Boréal**, immédiatement antérieur à $9,2 \pm 1,2$ ka ($9,4 \pm 1,3$ ka avec corrections). Le bloc TEP05 ($9,46 \pm 0,99$ ka) est sans doute le plus proche de l'âge réel de dépôt (mesure plus précise que TEP04, et bloc plus volumineux, donc susceptible d'avoir été exposé initialement).

Dans les Alpes centrales, des stades similaires ont été datés récemment sur de petits glaciers de cirque et donnent des âges comparables. Schindelwig et al (2011) attribuent la position du glacier de l'Unnerbaech immédiatement à l'aval du PAG à cette période : $9,6 \pm 0,7$ ka (moyenne de quatre blocs très cohérents entre $9,9 \pm 0,8$ et $9,4 \pm 0,7$ ka ; correction de ~3% pour la neige et l'érosion). Les valeurs de Δ LEG correspondant à ce « stade 9.3 ka » sont comprises, selon les méthodes, entre 72 et 179 m sur ce site (Schindelwig, 2010). Favilli et al (2009) rapportent également un cordon contemporain vers 9.4 ka (moyenne de deux blocs à $9,94 \pm 0,77$ et $8,85 \pm 0,69$ ka ; correction de 1,6

¹⁴ Les incertitudes reportées avec l'âge des surfaces déterminées dans le cadre de ce travail sont les incertitudes externes. Si non précisé, la discussion porte sur les âges apparents (non corrigés).

% pour la neige).

Ces deux études rapprochent ce stade de la phase froide de Schams / Oberhalbstein (identifiée par la palynologie), qui correspond à la CE-2 (Haas et al, 1998) et, potentiellement, au stade glaciaire de Venediger (Autriche) (Patzelt et Bortenschlager, 1973) même si l'âge exact et la position de ce dernier par rapport aux stades de Kromer et Kartell sont encore en discussion. Il serait en effet maintenant considéré comme antérieur à 9.3 ka (H. Kerschner, com. pers.).

Sur la base des Δ LEG le stade M_{10} est comparable au stade de Kromer qui représente aussi une position intermédiaire entre le PAG et le tardiglaciaire – et pour lequel des valeurs comprises entre 70 et 90 m sont rapportées (60 m sur la localité-type, avec un AAR de 0,67) (Gross et al, 1977). La datation du Kromer à 8.4 ± 0.7 ka (Kerschner et al, 2006) est maintenant remise en cause et serait vraisemblablement plus vieille (H. Kerschner, com. pers.). Cela pourrait indiquer l'occurrence de plusieurs stades glaciaires d'ampleur voisine au début de l'Holocène.

La preuve la plus robuste d'une phase froide à cette période demeure la chute des valeurs de $\delta^{18}O$ dans les carottes groenlandaises entre ~9.35 et 9.25 ka (Rasmussen et al, 2007). Il a été montré récemment que certains émissaires de la calotte groenlandaise ont répondu à ce refroidissement par une réavancée, interrompant brièvement le retrait rapide du début de l'Holocène (Young et al, 2011) ; mais il est peu probable que les grands glaciers alpins aient connu des maxima à cette période. Le Pasterze n'a en effet que faiblement avancé entre 9.3 et 9.0 ka, après avoir été probablement moins étendu que l'actuel depuis 10.1 ka (Nicolussi, 2011).

Dans les Alpes occidentales la datation indirecte d'un stade situé à l'aval du PAG existe au glacier du Tour (stade du Tour) avec un âge ^{14}C minimum à 7580-7355 cal BC (Jaillet et Ballandras, 1999 ; § 2.3.2.1), mais la fourchette temporelle est trop large pour pouvoir le rattacher à l'un ou l'autre des stades discutés ici.

D'autre part, notre reconstitution est cohérente avec le schéma de déglaciation du bassin du Vorz (Belledonne) établi par Ravanel et al (2009). Sur le glacier de Freydanne (0,73 km² au PAG ; 0,34 km² en 2008) les cordons morainiques du stade 6 (front à 2160 m, Δ LEG = 195 m) correspondraient à l'avancée du Kartell, tandis qu'une autre position holocène, immédiatement externe à celle du PAG, pourrait correspondre au stade M_{10} du vallon de Tepey.

Enfin, une péjoration climatique contemporaine de M_{10} , responsable d'apports détritiques (passée argileuse millimétrique) a été identifiée dans une tourbière du massif des Fiz (haute vallée de l'Arve), et datée immédiatement avant 8890 ± 122 cal BP. Elle indiquerait une augmentation de l'érosion et des précipitations, corrélatives à l'événement 9.3 ka, dans les Alpes du nord-occidentales (David, 2010).

Plus de la moitié des blocs mesurés sur le site de Tepey montrent des pré-expositions très importantes (écartés du calcul de l'âge des surfaces). Cet héritage (par rapport à l'âge retenu pour la moraine) est compris entre 5.7 et 14.7 ka sur M_{10} , et atteint 17.7 ka sur M_9 .

Dans des contextes similaires, aucun héritage d'une telle ampleur n'a été reporté dans la littérature (Ivy-Ochs et al, 2007 ; Heyman et al, 2011), des pré-expositions de 1-3 ka seulement sont parfois mises en évidence (e.g. Benson et al, 2007).

Au DMG, le vallon de Tepey était vraisemblablement englacé jusqu'à une altitude de 2400-2450 m comme le montrent le modelé de polis glaciaires visible sur Roche Boucherin et une surface glaciaire atteignant ~2250 m sur le col du Glandon (Van der Beek et Bourbon, 2008). La présence de blocs avec une histoire complexe implique une possible pré-exposition en paroi et l'occurrence d'événements gravitaires de forte magnitude et de faible fréquence (écroulements rocheux) alimentant le glacier en

blocs pré-exposés. Les différentes niches visibles sous le sommet côté 2605 m à l'E du col du Tepey (vers ~2500 m) et le dépôt d'écroulement présent à l'aval, comprenant des méga-blocs dont certains de ~100 m³, accrédiateraient cette hypothèse. Etant donné : i) les taux de dénudation déterminés dans les roches cristallines (~0,2 à 1 mm.a⁻¹ ; Morel et al, 2003 ; Delunel et al, 2010), et ii) le fait qu'une surface inclinée à 60 - 90° voit sa production réduite de 20 à 50 % (Gosse et Philips, 2001) – et bien que la production augmente avec l'altitude – les âges des trois blocs anciens (compris entre 22.5 et 27.9 ka) seraient potentiellement des âges minima pour le début de leur exposition. Le nombre de blocs montrant une pré-exposition et l'ampleur de celle-ci suggèrent qu'un même événement a été à l'origine de l'apport de ces blocs.

Dans ce scénario, les blocs auraient commencé à être exposés en paroi peu après un premier maximum wurmien (vers 50-30 ka ?) pendant lequel la glace aurait atteint un niveau supérieur. Lors du DMG (~20 ka), les blocs étaient toujours exposés. Un ou plusieurs écroulements de grande ampleur survenus pendant des périodes de retrait glaciaire (Bölling-Allerod ?, début de l'Holocène ?) en concomitance avec une éventuelle dégradation du permafrost (Deline et al, 2011) ont pu déposer ces blocs à la surface du glacier et permis leur incorporation dans les moraines du début de l'Holocène. Les preuves de l'occurrence d'un autre écroulement de grande ampleur à cette période, *i.e.* un dépôt recouvrant en partie les moraines du stade 6 (supposé Kartell, datation relative) sont présentes dans le bassin versant du Vorz, situé à 12 km du vallon de Tepey (Ravanel et al, 2009). Ce scénario, assez spéculatif, demanderait à être confirmé par des investigations de terrain complémentaires.

b) La première ré-avancée post-optimum climatique est datée au glacier de Bonnepierre. Les âges obtenus sur les cordons M₁ et M₂ sont cohérents, et indiquent un **premier maximum néoglaciale** vers 4.23 ± 0.57 ka. Cette date est considérée comme la plus robuste (étant donné le profil très arrondi de M₂), car l'échantillon BON03 a été prélevé au sommet d'un bloc très haut (> 3 m). L'âge légèrement plus jeune (3.91 ± 0.49 ka) obtenu sur la face distale du petit cordon M₁ (BON04) peut s'expliquer par un bloc assez plat qui a pu retenir une couverture morainique peu après le dépôt, et/ou par le fait que ce cordon aurait été déposé lors de la même phase glaciaire. Enfin, étant donné le volume du cordon M₂ il est probable qu'il représente plusieurs avancées dont seule la plus récente a été datée.

Les âges cosmogéniques sont cohérents avec le corpus de datations ¹⁴C et dendrochronologiques présentées *supra* (§ 2.3.3.4) qui suggère un renouveau de l'activité glaciaire après l'Optimum Subboréal, vers 4.2 ka. Plusieurs *proxies* à haute résolution indiquent en effet une détérioration climatique, marquée par des conditions humides et froides, qui culmine entre 2160 et 2120 BC (Fig. 5.15).

La chute des valeurs de δ¹⁸O dans l'enregistrement COMNISPA montre ainsi un refroidissement conséquent, centré sur 4160 b2k caractérisé par des valeurs très hautes (Fig. 5.15D), de l'ordre de celles atteintes pendant le PAG (Vollweiler et al, 2006 ; voir Fig 1.1f). Les valeurs de densité maximale du bois final de *Larix decidua* de la tourbière Höhenbiel montrent de très faibles valeurs, avec un maximum centré sur 2110 BC (Fig. 5.15E). Cet enregistrement a été le premier à apporter les preuves d'un refroidissement d'ampleur à cette période dans les Alpes (Renner, 1982). Dans les Pyrénées, une chute brutale et relativement brève des températures hivernales/printanières est également notée à cette période (Pla et Catalan, 2005).

L'augmentation synchrone du détritisme dans le lac du Bourget à partir de 2175 BC (Jacob et al, 2008 ; Debret et al, 2010 ; Fig. 5.15B) et dans le lac de Constance (Arnaud et al, 2008), la chute de croissance brutale et durable des chênes de la chronologie régionale LSBOC du nord de l'Allemagne à partir de 2168 BC (Eckstein et al, 2010 ; Fig. 5.15C), et la forte hausse du niveau des lacs péri-alpins (Magny et al, 2009a ; 2009b ; 2011b ; 2012) convergent pour indiquer une augmentation de

l'activité hydrologique à la fin du 5^e millénaire en Europe nord-occidentale (Fig 5.15 ; Fig 1.1k-m). En altitude, la preuve d'une pulsation détritique majeure centrée sur 4250 cal BP est également donnée par l'enregistrement sédimentaire du lac Petit (Millefont, Mercantour). Cette phase est interprétée climatiquement comme une hausse du volume des précipitations, concomitante à une baisse des températures indiquée par la chute des rapports AP/NAP (recul de la forêt sur le site) (Brisset et al, 2012).

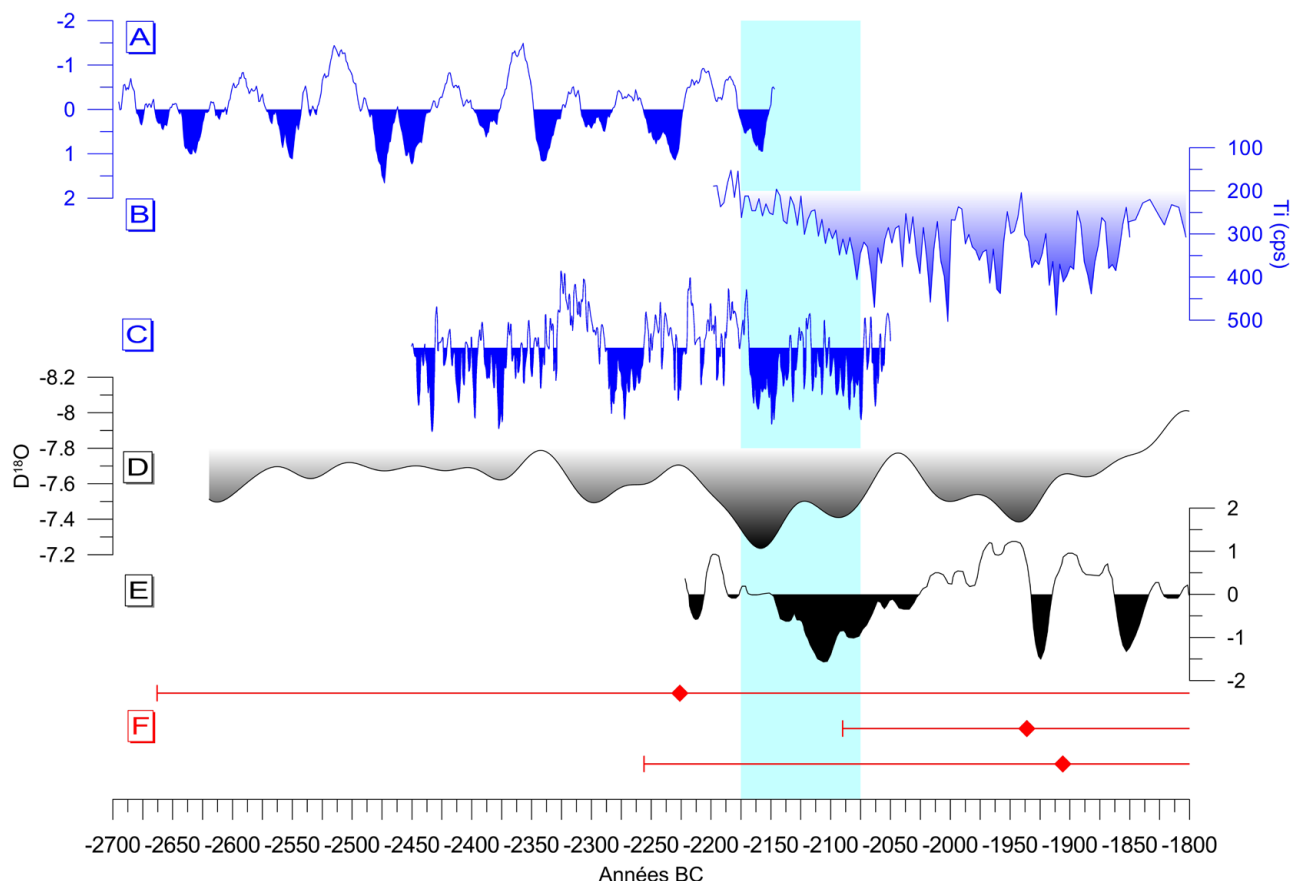


Fig. 5.15. Contexte paléoclimatique de la seconde moitié du troisième millénaire BC : (A) Anomalies de croissance positives de chênes subfossiles de l'E de la France, interprétées comme des P_{AMJ} supérieures à la normale. Série standardisée avec une spline de 150 ans (données : W. Tegel) ; (B) Enregistrement du Ti (carotte LDB04), marqueur du détritisme dans le lac du Bourget (Jacob et al, 2008) ; (C) Chronologie régionale de chênes subfossiles de tourbière pour le nord de l'Allemagne (Lower Saxony Bog Oak Chronology, LSBOC). Les chutes de croissance sont interprétées comme une réponse à une hausse du niveau de la nappe (Leuschner et al, 2007 ; Eckstein et al, 2010) ; (D) Enregistrement COMNISPА, synthèse de la mesure du $\delta^{18}O$ dans trois stalagmites de la grotte de Spannagel (Tyrol, Autriche), interprété comme un proxy de température annuelle (Vollweiler et al, 2006) ; (E) Densité maximale du bois final de *Larix decidua* subfossiles de la tourbière Hohenbiel (Uri, Suisse) (chronologie Hohenbiel_6), interprétée comme un proxy des température estivales (AS). Série lissée avec une moyenne mobile pondérée binomiale sur 31 ans (Renner, 1982) ; (F) Datations ^{10}Be des blocs des moraines M_1 et M_2 du glacier de Bonnepierre (ce travail). Les séries A et E sont centrées, réduites. Les anomalies sont exprimées en termes d'écarts standards à la moyenne. La série E est lissée avec une moyenne mobile sur 11 ans. La période 2175-2075 BC est mise en évidence, comme une perturbation majeure dans les séries présentées.

La date de 4.2 ka apparaît également charnière dans la chronologie glaciaire à l'échelle globale (voir Fig. 3b de Wanner et al, 2011) et pour l'hémisphère nord, avec des preuves d'avancées glaciaires

(*a priori* moins étendues que les suivantes ; Wood et Smith, 2004 ; Menounos et al, 2008 ; 2009 ; Luckman et al, 2011 ; Harvey et al, 2012) et d'une augmentation des superficies glacio-nivales (Benedict et al, 2008) dans les cordillères nord-américaines ; ainsi que d'une reformation des petites calottes glaciaires islandaises, suite à leur disparition pendant l'Optimum climatique holocène (Striberger et al, 2012 ; Larsen et al, 2012).

Les cordons morainiques marquant cette avancée sont relativement rares dans les Alpes (voir § 2.3.3.4.a) car ils ont été, sur la majorité des sites, recouverts par les dépôts de la phase du Lössen.

d) L'évidence d'une récurrence glaciaire pendant la phase du **Lössen** (3.7-3.3 ka) a été obtenue sur deux sites. Au glacier du Miage, le cordon A₂ a donné un âge de $3,73 \pm 0,38$ ka. Etant donné qu'il ne s'agit pas du cordon le plus externe et que la base de l'AMM serait datée au minimum à 4265 ± 75 BP (3090-2625 cal BC) (Deline et Orombelli, 2005), les cordons A₀ et A₁ et une partie de leur soubassement pourraient correspondre à la phase 4.2 ka. L'essentiel du soubassement morainique de l'AMM, très volumineux, n'a en effet probablement pas été construit lors de cette phase 4.2 ka. Mais le 5^e millénaire BP ayant été marqué par un optimum multiséculaire, il n'existe pas d'évidences pour une période froide majeure entre ~5.0 ka et 4.2 ka (voir 2.3.3.3). Il est donc possible que la date obtenue à la base de la carotte du lac Combal (Deline et Orombelli, 2005) sous-estime l'âge de la base de l'AMM, qui daterait en fait du milieu de l'Holocène (phase de Rotmoos ?, ~ 4200-3000 BC).

En position immédiatement plus interne que l'avancée du 4.2 ka, la moraine M₃ du glacier de Bonnepierre est datée par deux âges identiques à 3.31 ± 0.4 ka, soit le terminus de la phase du Lössen, qui n'est représentée sur ce glacier que par un cordon. La faible dynamique du glacier de Bonnepierre (couverture détritique, faible pente) est sans doute à l'origine de cette spécificité.

e) Au glacier du Rateau, les datations sont en désaccord avec la stratigraphie car les âges les plus anciens sont mesurés sur les moraines internes. Cela est dû aux processus d'exhumation post-dépôt qui ont manifestement affecté la majorité des blocs échantillonnés. Sur le cordon M₄, les âges s'échelonnent entre 3.3 et 1.9 ka, et sont corrélés à la hauteur relative de l'échantillon par rapport au sol (Fig. 5.16). Pour cette raison nous avons retenu l'âge de RAT09 comme étant le plus proche du dépôt de ce cordon à 3.29 ± 0.52 ka, et cohérent avec une avancée pendant le Lössen.

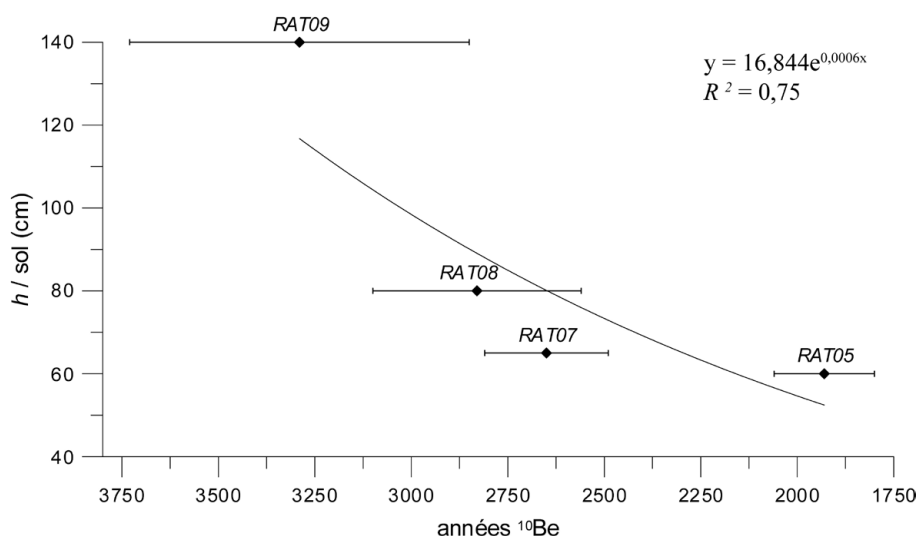


Fig. 5.16. Relation entre l'âge apparent déduit de la mesure du ¹⁰Be sur les blocs du cordon M₄ du glacier du Rateau, et la hauteur relative de l'échantillon par rapport au sol. Noter que ce dernier paramètre demeure relativement qualitatif étant donné la topographie inégale jouxtant certains blocs.

Toutefois, une approche alternative considérant la moyenne (à l'exclusion de la date aberrante de RAT 05) donnerait un âge de 2.75 ± 0.35 pour cette surface, conforme avec un dépôt durant le **Göschenen I** (~ 3.0 - 2.4 ka). L'âge de M_3 , dont la crête très atténuée est en partie recouverte par M_4 , est basé sur un seul bloc, à 2.66 ± 0.28 (RAT04 en face distale, peu susceptible d'avoir été exhumé car l'échantillon est à ~ 160 cm). Il serait alors statistiquement indissociable de M_4 et pourrait indiquer plusieurs avancées rapprochées pendant cette phase.

Cette seconde hypothèse est renforcée par l'homogénéité des âges apparents calculés sur les blocs des cordons externes M_1 - M_2 (compris entre 2.3 et 1.9 ka) (Fig. 5.10). Ces faibles concentrations excluent *a priori* la possibilité d'un âge début/mi-holocène. En effet, la production de nucléides cosmogéniques commence même avant l'exhumation, et comme il s'agit de cordons au commandement relativement faible, ils n'ont pu perdre plusieurs mètres de matériel au niveau de la crête.

Néanmoins, l'interprétation privilégiée demeure celle de l'âge le plus ancien présentée *supra*. Dans ce scénario, les cordons externes (M_1 - M_3) témoigneraient d'avancées néoglaciales antérieures (début du Lössen ? 4.2 ka ?).

f) Les résultats obtenus sur la moraine A_3 de l'AMM indiquent que l'ensemble des stades définis par les cordons situés entre A_3 et B_4 (Fig. 5.6) ont potentiellement été déposés pendant le **Göschenen I**. En effet, l'âge de 3,7 ka acquis sur A_2 , immédiatement à l'extérieur de A_3 , et le dépôt des cordons de la génération C pendant le **Göschenen II** (300-600 AD), confirmé par l'âge minimum obtenu sur le site # 6 (indiquant que le cordon C_1 a été déposé avant 895-1020 AD ; Tab. 5.3), pré- et post-datent respectivement les moraines de A_3 à B_4 .

L'âge de $2.81 \pm 0,3$ ka pour A_3 est considéré comme robuste, étant donné la cohérence des trois dates ^{10}Be . L'élimination de la plus jeune ($2,39 \pm 0,2$ ka) est justifiée par le calcul du MSWD : elle peut s'expliquer par une exhumation post-dépôt (bloc le moins élevé, $H = 140$ cm). Néanmoins, l'âge moyen calculé avec cette date (2750 ± 0.29 ka) ne change pas l'interprétation. Ce cordon correspond donc au début du Göschenen I, période marquée par de multiples oscillations (Chapitres 2 et 3). Le grand nombre de cordons qui correspondraient à cette phase dans l'AMM peut s'expliquer par le fait que la période a bénéficié d'un enregistrement morainique optimum entre le Lössen, pendant lequel le lobe était étalé, et le Göschenen II et le PAG, au cours desquels le glacier était très contraint par sa moraine latérale droite. La sensibilité de l'enregistrement dans l'AMM sur cette période pourrait être due à la dynamique de glacier noir (§ 2.1.1.3) : lors des courtes périodes de bilan de masse négatifs la surface du glacier s'abaisse faiblement relativement aux moraines latérales, permettant aux débordements du lobe marginal d'être enregistrés avec une grande sensibilité pendant toute la période du Göschenen I.

Ces résultats affinent la chronologie de l'AMM précédemment établie (Deline et Orombelli, 2005) qui attribuait à chaque péjoration climatique néoglaciale une génération de moraine sur la base de la morphologie (taille des moraines), et d'une chronologie radiocarbone incomplète.

L'absence de datations cosmogéniques concernant le premier millénaire (Göschenen II, avancée « 800 AD ») vient du fait que nous avons privilégié les cordons les plus externes sur chaque marge proglaciaire. Au vu des résultats présentés *supra*, il est probable que les cordons M_4 - M_5 du glacier de Bonnepierre et M_5 - M_7 du glacier du Rateau représentent des avancées pendant les Göschenen I et II. Des datations supplémentaires permettraient d'avoir une vision plus précise de cette période, notamment par rapport au PAG qui ne semble pas être présent en position latérale à Bonnepierre (érosion du cordon ?), mais qui est probablement représenté par le cordon M_8 au Rateau. Dans l'AMM, les cordons de la génération C datent vraisemblablement du Göschenen II, comme le suggère la date

minimale pour C_1 (Fig. 5.7 ; Tab. 5.3). Des datations ^{10}Be supplémentaires sur ce site particulièrement adapté (présence de blocs importants) permettraient de préciser la chronologie de ce stade.

g) Au glacier des Etages, le fragment de moraine M_1 a pu être daté du **début du PAG s.l.** Les deux blocs échantillonnés sur ce cordon donnent des âges parfaitement cohérents, indiquant un dépôt vers 0.85 ± 0.23 ka (~ 1160 AD) – même si la marge d'erreur est relativement large.

Ces âges sont robustes étant donné la position des blocs en crête et la moraine à support clastique, sans matrice. Le maximum holocène du glacier du Vallon des Etages a donc eu lieu au 12^e s. Mais, étant donné le degré de conservation de M_1 , un maximum antérieur dont les dépôts auraient été remaniés n'est pas à exclure. Deux autres maxima PAG sont représentés par les cordons M_2 et M_3 , immédiatement à l'amont (voir Chapitre 6).

Ces datations ^{10}Be sont de plus cohérentes avec la datation dendrochronologique obtenue sur un bois subfossile (eta01, *Pinus cembra*) prélevé 800 m à l'aval du front actuel, dans le chenal du torrent proglaciaire vers 2155 m (Fig. 5.13b ; Fig. 5.14A). La localisation du bois une cinquantaine de mètres à l'aval d'un culot d'avalanche pérenne, et le fait que le patron de croissance présente une très forte excentricité (forte proportion de bois de réaction) indiquent que cet arbre a poussé sur le versant ouest de la Cime de l'Encoula, et a probablement été tué par l'avalanche qui descend du col de l'Encoula. La série possède plus de 350 cernes, mais du fait de l'abrasion du tronc, un nombre inconnu de cernes périphériques est manquant. L'interdatation sur l'EACC a donné un âge de 654-1004+ AD (Annexe A). Sa mort – intervenue vraisemblablement dans la première moitié du 11^e s – n'est donc pas directement liée à l'activité glaciaire, mais sa conservation implique qu'il ait été enfoui dans les sédiments par une avancée médiévale. Ce tronc est réapparu récemment suite à l'incision du till par le torrent proglaciaire.

Le fait que ce versant soit entièrement déboisé aujourd'hui renseigne également sur les conditions qui prévalaient au début du Moyen Age et pendant la MCA, permettant la croissance d'arbres pluricentennaires à plus de 2200 m, sur ce versant.

D'autres maxima PAG ont été datés dans les Alpes au 12^e s. Cette avancée est surtout décelable dans les enregistrements des glaciers de petites à moyennes dimensions (§ 2.3.3.4e), qui ont répondu à une chute des températures centrée sur 1115 AD (Fig. 4.26 ; Millet et al, 2009) et à une hausse des précipitations (Magny et al, 2008 ; 2010 ; 2011a).

Du fait de sa forte pente, le glacier des Etages a pu transmettre rapidement la masse gagnée à l'amont vers la langue et déposer cette moraine. Etant donné le faible volume du dépôt, la période de stationnement du front a dû être de courte durée.

D'autres datations ^{10}Be effectuées dans le vallon des Etages par Delunel (2010), confortent ce scénario. La mesure des concentrations dans ces échantillons (localisés sur la Fig. 5.13B) n'avait pas pour but le calcul d'âges d'exposition, cependant l'échantillon Rd 57 (galet prélevé sur la grande moraine latéro-médiane, vers 2487 m) aurait un âge apparent d'environ 800 ans – que l'auteur interprète comme un héritage sur cette moraine présumée PAG s.s. (19^e s). Mais il est possible que les dépôts de cette première avancée n'aient pas été recouverts sur ce site par les suivantes.

La datation du maximum du glacier des Etages est très cohérente avec le maximum enregistré à la Mer de Glace au 12^e s (Chapitre 3), indiquant des conditions favorables aux bilans de masse glaciaires avant la fin de la MCA. L'émergence de preuves pour ces conditions vient du fait que les chronologies glaciaires précises concernaient jusqu'à présent les plus grands glaciers alpins (Aletsch, Gorner). Ceux-ci ont également avancé au 12^e s (Holzhauser et al, 2005), mais sans atteindre des positions comparables aux maxima holocènes.

5.4. Conclusion

Les datations cosmogéniques sont devenues un outil incontournable pour contraindre les fluctuations glaciaires à l'échelle du Quaternaire récent.

Leur application aux fluctuations glaciaires holocènes dans les Alpes occidentales a permis pour la première fois de dater directement des stades glaciaires de la seconde moitié de l'Holocène dans cette partie de la chaîne, et de mettre en évidence une période d'avancée que nous interprétons comme le début du Néoglaciale, vers 4.2 ka.

D'autre part, deux récurrences du début de l'Holocène, qui auraient une signification régionale (Hannss, 1982 ; Ravanel et al, 2009) ont été identifiées et datées sur un petit glacier de cirque dans le massif de Belledonne.

Les principales limites de la méthode sont évidemment d'ordre géomorphologique, *i.e.* identifier les blocs les plus pertinents, car exposés dès le dépôt. Cette limite se combine à l'incertitude sur les taux de production qui demeure importante aujourd'hui, et qui n'autorise pas encore la discrimination des péjorations holocènes d'échelle séculaire (Balco, 2011) – même si des avancées méthodologiques récentes tendent vers cet objectif (*e.g.* Schaefer et al, 2009).

Seuls peuvent donc être proposés des rapprochements avec les périodes froides multiséculaires déduites de l'analyse d'autres *proxies*. Néanmoins, sur les sites où l'incertitude géomorphologique est réduite les résultats s'avèrent extrêmement cohérents (*e.g.* Bonnepierre).

Chapitre 6

Pertinence de la méthode lichénométrique pour dater les fluctuations glaciaires de la fin de l'Holocène

6.1 Introduction

6.1.1. Problématique et objectifs

La lichénométrie est une méthode de datation qui a été largement utilisée pour dater les dépôts glaciaires de la fin de l'Holocène (Innes, 1985 ; Matthews, 2005). Les résultats sont considérés comme assez précis sur les 2 ou 3 derniers siècles. Au-delà, les âges rapportés n'ont que rarement fait l'objet d'une évaluation par rapport à une méthode de datation indépendante. Pour cette raison, les incertitudes sont importantes, car l'écologie des lichens est mal connue (modèle de croissance, dynamiques de population...) et peu prise en compte dans le processus de datation (Haines-Young, 1988 ; McCarthy, 1999 ; Loso et Doak, 2006).

Afin d'évaluer la possibilité d'utiliser la lichénométrie pour dater les fluctuations glaciaires de la fin de l'Holocène dans les Alpes occidentales, des mesures ont été effectuées dans le massif des Ecrins sur les cordons morainiques de 3 marges proglaciaires. Certaines de ces surfaces ont été datées de façon indépendante par la méthode cosmogénique (Chapitre 5). D'autre part, un monitoring a été mis en place, afin de suivre de façon directe la croissance d'une population de thalles sur des moraines du dernier millénaire.

Le but de ce chapitre est double : i) évaluer la méthode lichénométrique et, surtout, son spectre d'application, en comparant notamment les résultats obtenus avec des datations indépendantes ; ii) estimer le taux de croissance par mesure directe et évaluer les potentialités de cette approche pour déterminer la forme de la courbe de croissance.

6.1.2. Principe de la lichénométrie

6.1.2.1. L'approche indirecte

La méthode repose sur le présupposé que les plus grands thalles présents sur une surface géomorphologique donnée sont les plus vieux, et les premiers colonisateurs. L'approche classique (e.g. Beschel, 1961 ; Matthews, 2005) ne retient que le plus grand (ou les n plus grands, 5 le plus souvent) thalle par surface. L'âge d'exposition minimum de la surface est obtenu en confrontant les mesures avec une courbe de calibration établie localement, sur des surfaces d'âge connu.

Une alternative à la méthode des n plus grands, nommée l'approche fréquence-taille (*size-frequency*), nécessite la mesure d'une population de thalles, représentative de la colonisation de la surface (>300 thalles / surface). Il ne s'agit pas, dans ce cas, de la mesure des seuls diamètres maxima. La courbe de régression de la fréquence des diamètres mesurés (exprimée en Log_{10}) en fonction de l'âge de la surface, est alors utilisée pour dater, de la même manière qu'une courbe de croissance (Bradwell, 2004).

Les développements les plus récents utilisent un traitement statistique poussé, basé sur le théorème bayésien et la théorie des valeurs extrêmes (méthode GEV, Naveau et al, 2007 ; Jomelli et al, 2007). Cette méthode prend en compte toute la population statistique des diamètres maxima et y ajuste une loi des valeurs extrêmes, caractéristique de ce type de données. L'intégration dans le modèle d'une

connaissance *a priori* (l'incertitude sur les points de calage) permet de calculer une marge d'erreur statistiquement fiable sur les âges d'exposition. Avec cette approche, le traitement des deux jeux de données ne se fait plus séparément mais de façon groupée.

6.1.2.2. L'approche directe

Cette approche nécessite le monitoring d'une population de thalles de même espèce, mais d'âges différents. La croissance de chaque thalle est mesurée (directement sur le terrain, ou numériquement sur photographie) sur une période suffisamment longue (3-10 ans) pour gommer la variabilité interannuelle et s'affranchir de l'incertitude de la mesure. Depuis l'avènement de la photographie numérique, cette méthode a gagné en précision et en facilité d'utilisation.

La croissance calculée par ce biais peut être comparée aux courbes issues de l'approche lichénométrique indirecte, en ajustant un modèle de régression aux données de croissance radiales en fonction du diamètre.

6.1.2.3. La forme de la courbe de croissance

La forme de la courbe de croissance des lichens crustacés, et particulièrement de *R. geographicum*, a fait l'objet de nombreuses publications, car elle conditionne la pertinence des âges calculés par lichénométrie (Armstrong, 2011).

La plupart des études basées sur la méthode indirecte rapportent une période de croissance forte (*great growth*) suivie d'une inflexion de la croissance puis d'une période de croissance quasi linéaire (*linear period*) plus faible, voire d'une baisse logarithmique du taux de croissance. Cependant pour la communauté des lichénologues et biologistes, ce motif caractéristique n'est pas la conséquence de l'intégration de la croissance sur une longue période mais résulte d'autres facteurs, et représente de ce fait un artefact méthodologique (Clayden et al, 2004).

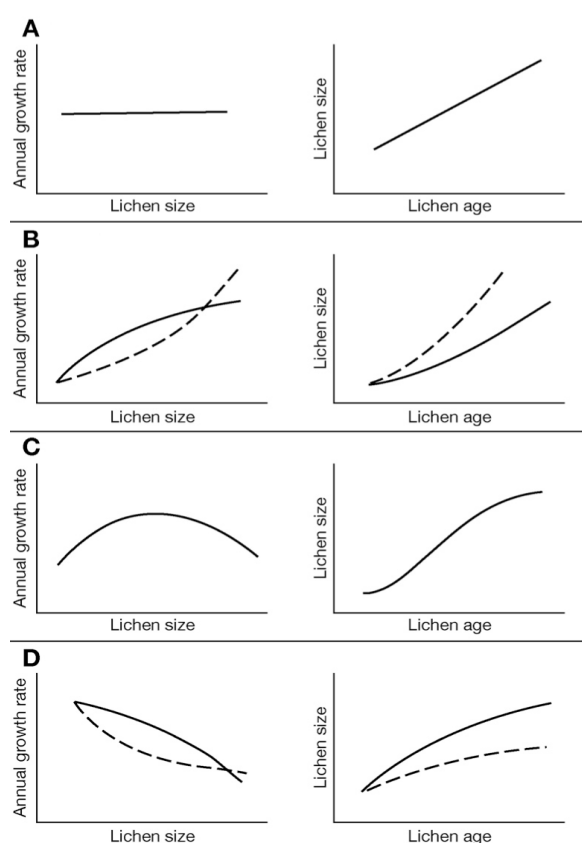


Fig. 6.1. Représentation schématique des principaux modèles utilisés pour caractériser la croissance des lichens.

Les taux de croissance déterminés avec la méthode directe (à gauche) sont représentés avec les courbes de croissance dérivées de la méthode indirecte qui leur correspondent (à droite).

(A) modèle linéaire, (B) modèle exponentiel, (C) modèle sigmoïdal, (D) modèle asymptotique. Les noms des modèles renvoient aux courbes de croissance indirectes. Les courbes en tirets correspondent à des variantes des modèles B et C (Trenbith et Matthews, 2010)

Selon les premières études directes, la croissance serait faible chez les jeunes thalles, puis augmenterait ensuite asymptotiquement pendant toute la vie du thalle (Fig. 6.1, Modèle B ; Proctor, 1983). Ce modèle est en accord avec le modèle de croissance déterminé pour les lichens foliacés par Aplin et Hill (1979) et semble s'appliquer également pour des espèces crustacées telles que *Rhizocarpon lecanorinum* (Clayden et al, 2004).

En revanche, ce modèle ne correspond pas à la plupart des courbes dérivées par la méthode indirecte (et par quelques études directes, e.g. Haworth et al, 1986), mieux décrite par le Modèle D (Fig. 6.1). L'identification d'un taux de croissance asymptotique peut s'expliquer par le fait que ces études ont porté sur un échantillon qui ne comportait pas de très grands thalles, et n'ont donc pu identifier ce déclin (Armstrong et Bradwell, 2010 ; Bradwell, 2010). D'autres études directes récentes rapportent un taux de croissance qui peut être décrit par une courbe parabolique (Fig. 6.1, modèle C), montrant une croissance faible chez les jeunes thalles, qui devient maximale vers 30-40 mm, et décline ensuite graduellement chez les thalles > 50 mm (revue dans Bradwell et Armstrong, 2007 ; Benedict, 2008 ; Roof et Werner, 2011). Ce type de courbe est par contre en accord avec les courbes dérivées par la méthode indirecte (Armstrong et Bradwell, 2010). Si cette forme s'avérait caractéristique du genre *Rhizocarpon*, comme suggéré par Bradwell et Armstrong (2007), les courbes de croissance publiées qui présentent une phase linéaire seraient douteuses, et pourraient sous-estimer fortement l'âge des surfaces. Enfin, le suivi de 2800 individus sur deux décennies, mené en Norvège (Trenbith et Matthews, 2010) semble indiquer qu'un modèle linéaire (« modèle A ») pourrait aussi décrire la croissance de *Rhizocarpon*. Mais dans le cas d'échantillons aussi importants, la forte variabilité inter-individus entraîne un *bruit*, causé vraisemblablement par la diversité des habitats considérés, qui empêche l'identification d'un modèle de croissance caractéristique de l'espèce (Bradwell, 2010).

La comparaison des taux de croissance calculés directement et indirectement semble indiquer une sous-estimation chronique de la croissance lorsque la seconde approche est appliquée.

6.1.3. Secteur d'étude

6.1.3.1 Aperçu morpho-climatique

Les relevés lichénométriques ont été effectués dans la vallée du Vénéon (Isère). Le climat local est de type montagnard tempéré océanique. La station météo de Saint Christophe en Oisans-Préclos (1570 m) indique une température moyenne annuelle de 5,7°C et une moyenne des précipitations de 959 mm.a⁻¹ (période 1964-1990). Les précipitations connaissent un maximum à l'automne (octobre). Vers 2100 m (altitude moyenne des moraines étudiées, et des stations de suivi direct), la température moyenne annuelle est d'environ 2,5°C, et les précipitations sans doute de l'ordre de 1500 mm.a⁻¹, voire supérieure (Gottardi, 2009). Du fait de la situation de la vallée à l'ouest du massif, l'enneigement est important et dure de novembre à Avril à l'altitude de 2000 m.

La vallée du Vénéon est incisée dans le socle cristallin hercynien. Les vallons secondaires, dont l'amont présente une morphologie de cirque glaciaire typique, sont reliés à la vallée principale par des gorges de raccordement, plus ou moins haute selon la taille du glacier qui les occupait lors du DMG (e.g. Etages, Lanchâtra) (Valla et al, 2010). Les lithologies dominantes sont les granites et les gneiss.

6.1.3.2. Aperçu taxonomique

La plupart des études lichénométriques utilisent les lichens crustacés saxicoles du genre *Rhizocarpon* à thalle jaune/vert, car ils poussent lentement et sont particulièrement longévifs (Armstrong et Bradwell, 2010). Ces lichens se développent sur des substrats acides, mais certaines espèces tolèrent une faible quantité de carbonate de calcium. Le sous-genre *Rhizocarpon* compte une trentaine d'espèces en Europe (Clauzade et Roux, 1985). Les thalles mesurés en lichénométrie sont rarement déterminés au niveau de l'espèce et de la sous-espèce sur le terrain, car le recours à un réactif chimique et à une loupe binoculaire est nécessaire (Benedict, 1988 ; Poelt, 1988). Les auteurs renvoient alors à un agrégat du genre *Rhizocarpon* nommé *Rhizocarpon agg.* ou *Rhizocarpon s.l.*. Or, il a été montré que les taux de croissance peuvent sensiblement différer selon les taxons (Innes, 1982 ; John, 1989) – même si Bickerton et Matthews (1992) n'ont pas trouvé de différences pour la datation de surfaces jeunes (≥ 1850 AD) entre la mesure d'un agrégat, et la différenciation selon les sections.

Pour pallier ces incertitudes, des déterminations ont été effectuées sur plusieurs thalles prélevés dans le Vallon des Etages. Les blocs échantillonnés proviennent de deux surfaces d'âges différents, les moraines M_1 (4 blocs prélevés) et M_3 (6 blocs), afin de prendre en compte une éventuelle variété taxonomique liée à des temps de colonisation différents (Fig. 5.13B ; 5.14A). Sur chaque bloc, de 1 à 4 thalles de *Rhizocarpon* ont été déterminés au niveau de l'espèce par Claude Roux (DR honoraire, CNRS). Certaines espèces compagnes ont également été identifiées.

Les résultats indiquent des peuplements de *Rhizocarpon* quasi mono-spécifique puisque l'ensemble des thalles prélevés appartiennent à la sous-espèce *Rhizocarpon geographicum subsp. diabolicum* (Räsänen) Poelt et Vězda, à une exception. La seule autre espèce identifiée est *Rhizocarpon lecanorinum subsp. drepanodes* (Feuerer) Clauzade et Cl. Roux (chémotype P-), une espèce pionnière, présente sur M_1 . Mais du fait de sa croissance plus rapide que *R. geographicum* et de sa durée de vie inférieure (Clayden et al, 2004), il est peu probable que les plus grands thalles appartiennent à *R. lecanorinum*. Parmi les autres espèces de lichens crustacés présentes sur ces surfaces, on peut également citer : *Aspicilia mashiginensis* (Zahlbr.) Oksner, *Aspicilia polychroma* Anzi chémotype verruculosa, *Aspicilia gr. cinerea*, *Aspicilia gr. contorta*, *Bellemerea alpina*, *Sporastatia testudinea*.

La sous-espèce *R. geog. diabolicum* est de loin la plus répandue dans les Alpes du nord sur les surfaces rocheuses assez ensoleillées, horizontales ou inclinées. Au vu de ces résultats, on peut raisonnablement estimer que la grande majorité des thalles mesurés en contexte similaire (exposition, lithologie) dans la vallée du Vénéon appartiennent également à ce taxon (C. Roux, com. pers., 2011).

Outre *R. geographicum* et *R. lecanorinum*, les espèces de *Rhizocarpon* à thalle jaune suivantes ont également été trouvées dans le département des Hautes Alpes, au sud de notre terrain d'étude : *R. alpicola*, *R. atroflavescens*, *R. effiguratum*, *R. macrosporum*, *R. pusillum*, *R. sublucidum*, *R. superficiale* (J. Asta, com. pers., 2009).

6.1.3.3. Les surfaces glaciaires à dater

Les mesures lichénométriques ont été effectuées sur trois sites : glacier de Lanchâtra, glacier du Vallon des Etages, et glacier de Bonnepierre (Fig. 6.2), sélectionnés pour leur succession de cordons présumés holocènes à post-PAG. Sur ces marges proglaciaires, tous les cordons morainiques holocènes de taille et à granulométrie suffisantes ont fait l'objet de relevés.

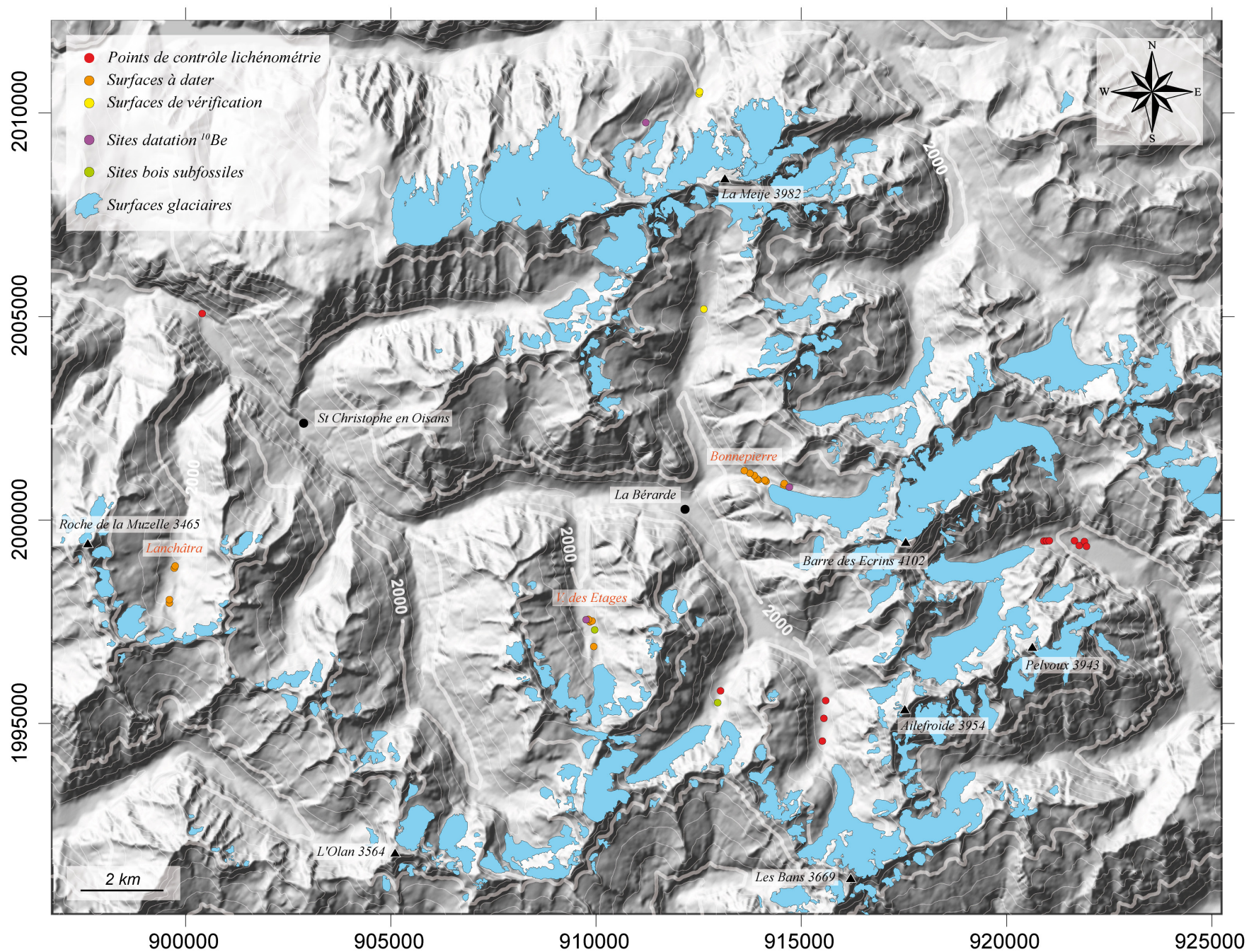


Fig. 6.2. (ci-contre) Localisation des sites ayant fait l'objet de mesures lichénométriques, et de datations ^{10}Be dans le massif des Ecrins. Trois types de surface sont localisées : les surfaces utilisées pour la construction de la courbe de croissance locale (rouge), les surfaces des marges proglaciaires à dater (orange), et les surfaces utilisées pour la vérification des dates (jaune). Les sites des bois subfossiles trouvés dans des marges proglaciaires sont également reportés. Extension glaciaire de 2009 (Gardent et al, 2011). Fond topographique : MNT IGN 25m Bd Topo. Les amorces correspondent au quadrillage de la projection Lambert 2 Etendu.

Deux appareils glaciaires subsistent aujourd'hui dans le vallon de Lanchâtra : les glaciers du Vallon de Lanchâtra (0,42 km² en 2009, 2600-3065 m) et du Montagnon (0,39 km² en 2009, 2650-3065 m). Le maximum holocène est représenté par deux arcs morainiques frontaux bien conservés (M_1 , M_2) distants d'une cinquantaine de mètres, formés lorsque les deux glaciers étaient coalescents barrent le talweg respectivement à 2225 et 2235 m. 850 m à l'amont, vers 2400 m, deux autres cordons très proches (M_3 et M_4) représentent des récurrences post-PAG (Fig. 6.3 ; Le Roy, 2007).

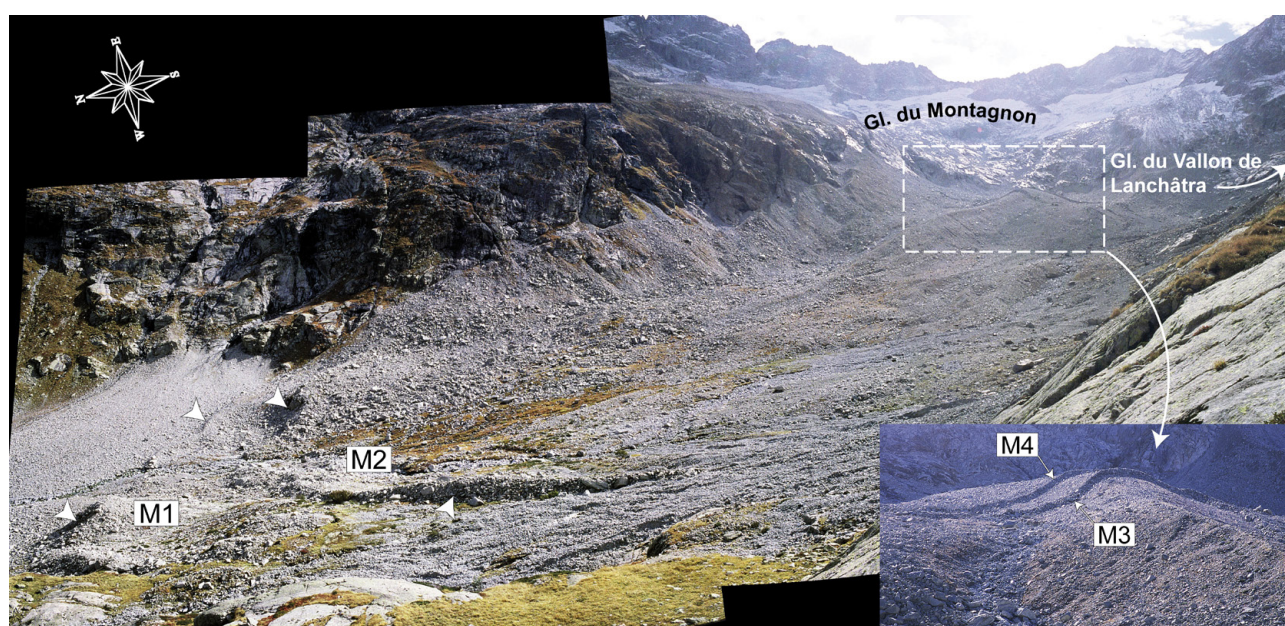


Fig. 6.3. Marge proglaciaire du glacier du Vallon de Lanchâtra, et localisation des cordons morainiques datés par lichénométrie (Vue prise vers le SE, 14/10/2006).

Sur le site de Bonnepierre, les mesures ont été effectuées sur les cordons de la partie aval du complexe morainique (M_{1-A} à M_{7-A}) (Fig. 6.4) et sur trois moraines latérales (M_2 à M_4) (Fig. 5.11B).

Sur le site du Vallon des Etages les mesures ont concerné les moraines M_1 , M_2 , M_3 et M_5 (Fig. 5.13B).

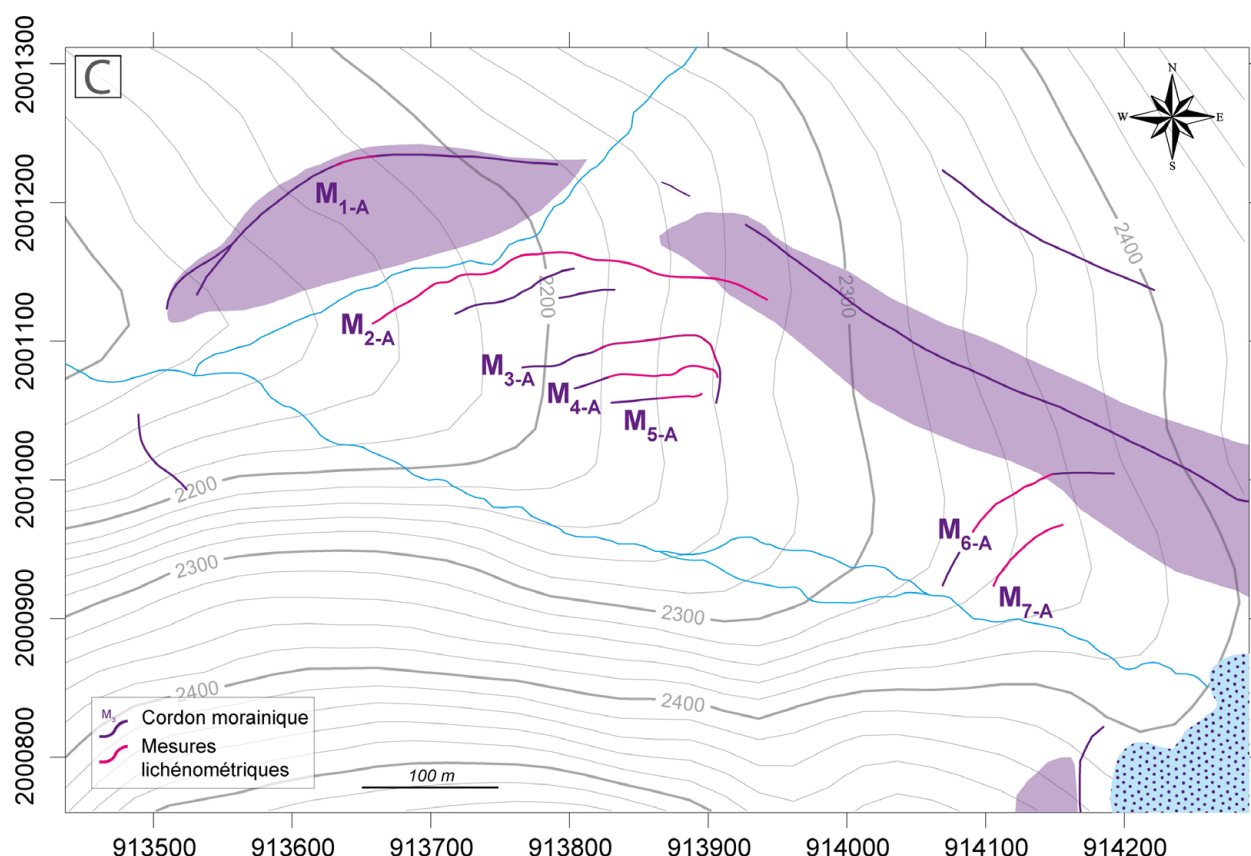


Fig. 6.4. Localisation des mesures lichénométriques sur la marge aval de Bonnepierre (moraines latérales : voir Fig. 5.11)

6.2 Matériel et méthodes

6.2.1. Approche indirecte

Les thalles circulaires à sub-circulaires ont été mesurés selon le grand axe avec une précision de $\pm 0,5$ mm (Innes, 1985). De 50 à 100 individus ont été mesurés selon la superficie de la moraine. L'échantillonnage a porté sur les blocs situés sur les crêtes et les faces distales des cordons morainiques. Seul le plus grand individu a été mesuré sur chaque bloc. Toute la surface des cordons a été prospectée.

Deux courbes de croissance de *Rhizocarpon subg. Rhizocarpon* existait déjà pour le massif des Ecrins (Pech et al, 2003 ; Cossart et al, 2006), cependant nous avons établi une nouvelle courbe intégrant de nouveaux points de calage, afin d'assurer l'homogénéité entre des jeux de données mesurés par le même opérateur. Les surfaces intégrées à la courbe de croissance sont situées dans un rayon de 20 km, dans la vallée du Vénéon et en Vallouise. Elles sont constituées quasi exclusivement de surfaces glaciaires appartenant à la même gamme altitudinale que les surfaces à dater, et n'intègrent aucune structure d'origine anthropique (Fig. 6.2 ; Tab. 6.1 ; Le Roy et Deline, 2009).

Nom	Date (AD)	Description	Coordonnées	Altitude	Age	<i>n</i>	5+ (mm)	Source
ETA.M₁	1160 ± 230	Moraine frontale Glacier du Vallon des Etages	909797 / 1997559	2090	850	50	88,6	Datation ¹⁰ Be
MdG	1644	Moraine latéro-frontale droite Mer de Glace (Les Tines)	953759 / 2115956	1090	363	18	73	Nussbaumer et al. (2007)
Carl.1	1820 ± 5	Moraine frontale Glacier Noir	921944 / 1999352	1880	186	81	48,4	Lagier & Masson (1997)
Carl.2	1855 ± 5	Moraine frontale Glacier Noir	921894 / 1999473	1885	151	65	45,4	Lagier & Masson (1997)
Carl.3	1855 ± 5	Position du front Glacier Noir	921767 / 1999374	1885	151	99	45,4	Lagier & Masson (1997)
Vén.1	1855 ± 2	Moraine frontale Glacier de la Pilatte	915590 / 1995562	2080	151	88	44,4	Carte E&F <i>In</i> Edouard (1994 : 241)
Carl.4	1880 ± 1	Moraine frontale Glacier Noir	921651 / 1999492	1910	126	103	43	Lagier & Masson (1997)
Vén.2	1893 ± 1	Moraine frontale Glacier de la Pilatte	915546 / 1995127	2100	113	86	40,8	Carte E&F <i>In</i> Edouard (1994 : 241)
Carl.5	1904 ± 2	Position du front Glacier Noir	921036 / 1999491	2045	102	55	35	Carte Jacob & Flusin (1905)
Vén.3	08/09/1909	Dépôt d'écroulement rive droite Plan du Lac	900402 / 2005074	1180	98	74	30,8	Bourgeat (1980) / cliché 447- Fond RTM 38
Carl.6	1924 ± 6	Moraine frontale Glacier Noir	920970 / 1999487	2060	82	95	27,2	Etudes Glaciologiques Tome 7 (1934 : 85-87)
Vén.5	1925 ± 2	Moraine frontale Glacier de la Pilatte	915508 / 1994569	2160	81	80	25,4	Clichés 1477 / 1859 / 2046 - Fond RTM 38
Vén.6	1951 ± 1	Position front Glacier du Chardon	913028 / 1995804	2125	55	80	16	P.V.A. IGN 3435-3438-084 (01/08/1952)
Carl.7	1952 ± 3	Position front Glacier Noir	920904 / 1999484	2075	54	47	17,2	P.V.A. IGN 3435-3438-157 (01/08/1952) - Fond E&F 05
Chat	1916	Dépôt d'écroulement Chatelleret	912620 / 2005183	2240	90	37	29,2	Bourgeat (1980)
Meij. M₄	~1892	Moraine frontale M4 Glacier de la Meije	912514 / 2010528	2000	114	41	30,2	Allix et al (1927)
Meij. M₅	~1919	Moraine frontale M4 Glacier de la Meije	912499 / 2010478	2010	87	46	23,8	Allix et al (1927)

Tab. 6.1. Caractéristiques des points de contrôle utilisés pour la construction des courbes de croissance. 5+ : moyenne des 5 plus grands thalles par surface. L'incertitude sur la date a été utilisée pour le calcul des marges d'erreur avec la méthode GEV. Les trois dernières surfaces, utilisées pour la vérification, ne sont pas intégrées à la courbe.

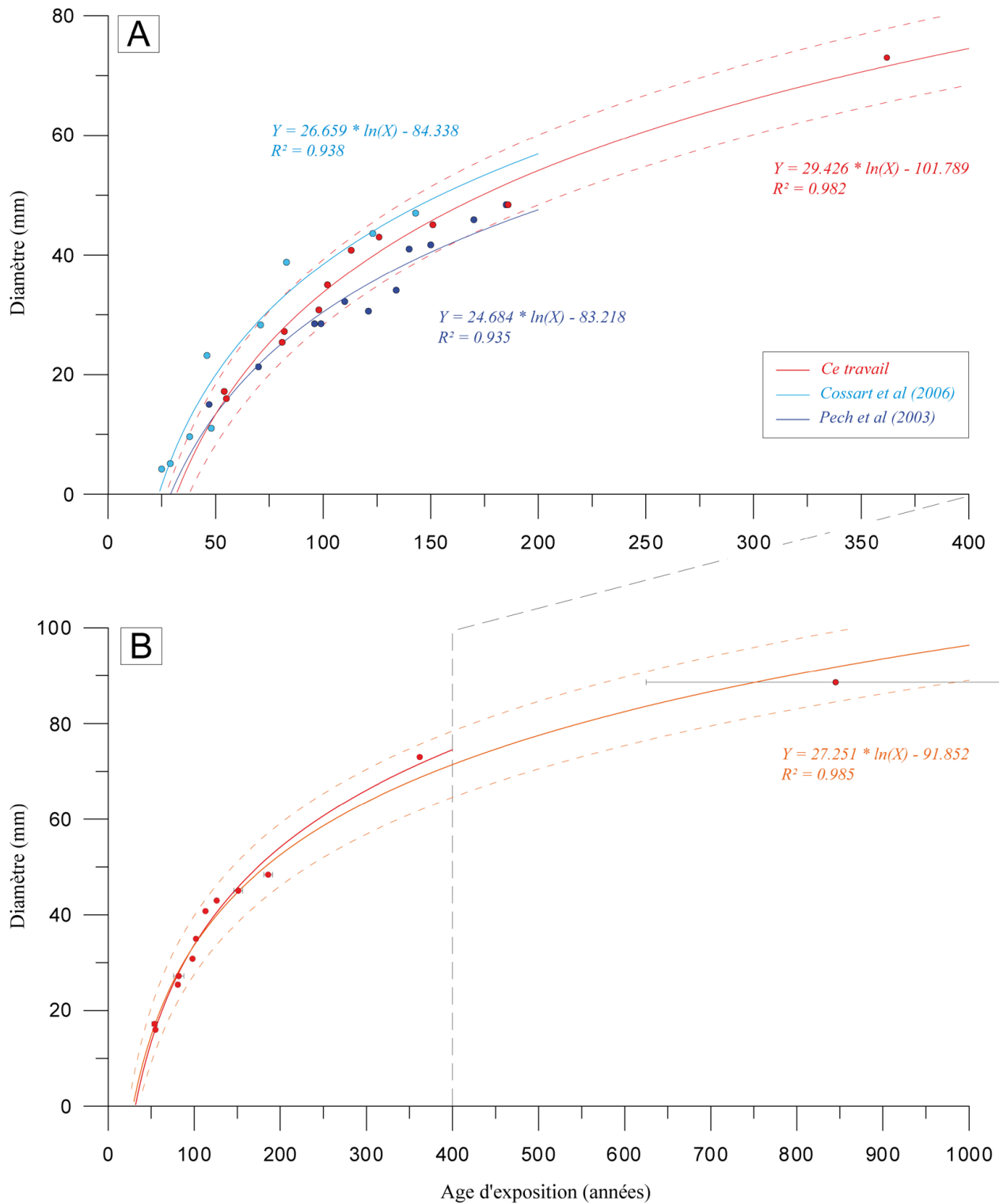


Fig. 6.5. (A) Courbes de croissance pour *Rhizocarpon subg. Rhizocarpon* dans le massif des Ecrins : 5+ MdG (rouge), Cossart et al, 2006 (bleu clair), Pech et al, 2003 (bleu foncé). Le taux de croissance plus faible de Pech et al, 2003, peut être expliqué par la mesure du petit axe ; (B) la courbe 5+¹⁰Be (orange) intègre l'âge ¹⁰Be de M₁ ETA. L'intervalle de confiance à 95% associé à la régression logarithmique est figuré (tireté).

Les courbes existantes montrent une bonne cohérence (Fig. 6.5A). Néanmoins, comme aucune surface datée n'existe au-delà de 200 ans dans le massif des Ecrins nous avons sélectionné pour prolonger la courbe une surface glaciaire située dans le massif du Mont Blanc, dont la date de dépôt

est connue avec précision. Il s'agit de la moraine dite des Tines (1090 m a.s.l.) déposée par la Mer de Glace (MdG) en 1644 AD (Fig 3.10 ; Nussbaumer et al, 2007). Bien qu'éloigné, l'intégration de ce point de contrôle (courbe 5+ MdG) est raisonnable car le climat est plus frais et plus humide dans la vallée de Chamonix (station de Chamonix, 1042 m ; température moyenne annuelle 6,5°C, moyenne des précipitations 1238 mm.a⁻¹ sur la période 1961-1990) : malgré une altitude moindre, les lichens y sont soumis à des conditions climatiques proches de celles de la vallée du Vénéon.

Dans un second temps, la surface datée la plus ancienne (ETA M₁), dont la datation ¹⁰Be est présentée dans le Chapitre 5, a été intégrée à la courbe (5+ ¹⁰Be ; Fig. 6.5B).

Des mesures ont été effectuées sur trois surfaces datées supplémentaires (CHAT, Meij M₄ et Meij M₅), qui n'ont pas été intégrées à la courbe de croissance, afin d'avoir une vérification indépendantes des résultats. La surface CHAT est un dépôt d'écroulement situé à l'amont du refuge du Chatelleret qui pourrait correspondre à l'événement ayant affecté le Doigt de Dieu en 1916 (Bourgeat, 1990). Meij M₄ et Meij M₅ sont les petits cordons frontaux marquant les récurrences post-PAG du glacier de la Meije (Fig. 5.9A). Le suivi des variations frontales de ce glacier depuis la fin du 19^e s permet de circonscrire assez précisément la date de dépôt de ces moraines (Bonaparte, 1891 ; Vivian et Constantin, 1970).

Les données traitées par la méthode GEV concernent l'ensemble de la population des diamètres maximaux mesurés sur chaque surface. Le traitement statistique a été effectué par D. Grancher (CNRS, LGP Meudon).

6.2.2. Approche directe

Les stations de suivi direct ont été établies en octobre 2008 sur les moraines M₁ et M₃ du Vallon des Etages. Depuis cette date, les lichens sont photographiés tous les ans à la même période (troisième semaine d'octobre).

Les paramètres microclimatiques (principalement liés à l'orientation) sont extrêmement importants quant à la croissance des lichens crustacés (Pentecost, 1979 ; John, 1989 ; Armstrong, 2002) car ils conditionnent la saturation en eau du thalle, principal contrôle de la croissance (Benedict, 1990b ; Armstrong, 2006 ; Sancho et al, 2007 ; Allan Green et al, 2011). Les stations sont situées sur des blocs inclinés, éloignés des zones humides, majoritairement orientés au nord. Un biais existe cependant concernant l'influence de la couverture neigeuse puisque tous les blocs ne sont pas à la même hauteur. La station la plus étendue est située sur un bloc de grande taille, peu susceptible de retenir la neige. A l'inverse les plus grands thalles sont sur des blocs moyens sur le cordon M₁, dont le commandement est faible, et sont sans doute influencés par ce facteur, d'autant qu'ils sont situés sur des surfaces moins inclinées.

Les deux moraines sont constituées de granites monzonitiques à grain fin (granite des Etages) et de gneiss amphiboliques. D'après les taxons identifiés, les roches ne sont pas très acides car *R. geog. diabasicum* et *Aspicilia* ne tolèrent pas de tels substrats, acceptant même une faible quantité de carbonates (C. Roux, com. pers. 2011).

Le suivi porte sur 132 thalles dont les diamètres initiaux (grand axe) sont compris entre 2 et 82 mm (Fig. 6.6). Il s'agit de thalles circulaires à subcirculaires, pour minimiser la probabilité d'intégrer des thalles composites résultant de la fusion de plusieurs individus. Mais cela ne peut être exclu de façon certaine (voir Asta et al 1989 ; Bradwell, 2010 ; Armstrong et Bradwell, 2010), notamment chez les plus grands individus. Comme préconisé par Bradwell et Armstrong (2007), nous avons cherché à intégrer des thalles au diamètre supérieur à 50 mm ($n = 20$), afin de pouvoir caractériser une

éventuelle chute de croissance chez les individus matures. Les thalles choisis possèdent un hypothalle bien distinct, et sont non compétiteurs. Cependant, du fait de la densité de la couverture lichénique sur la surface ancienne (M_1), les thalles de cette taille non coalescents sont extrêmement rares. Les thalles voisins, et potentiellement compétiteurs, ont parfois été supprimés pour ne pas perturber la croissance des individus pendant la durée du suivi. Quelques grands thalles mesurés étaient donc compétiteurs sur une partie de leur circonférence au début du suivi.

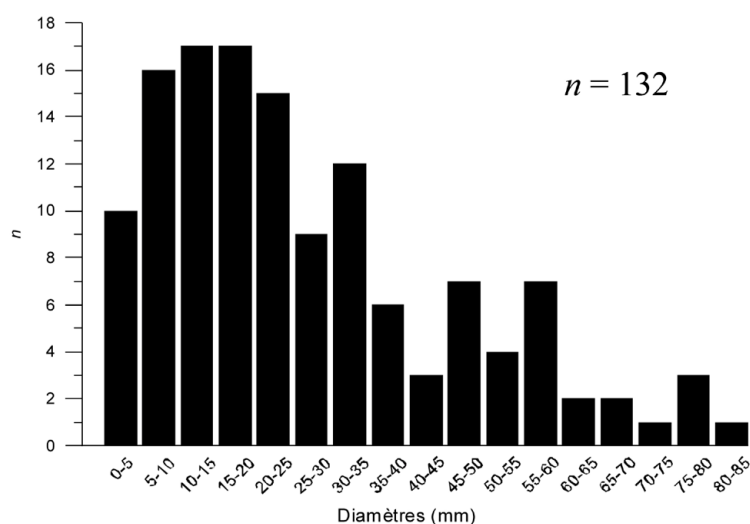


Fig. 6.6. Distribution des lichens des moraines M1 et M3 des Etages intégrés au suivi direct, en fonction de leur taille (diamètres initiaux mesurés selon le grand axe), par classe de 5 mm.

Les thalles ont été numérotés et repérés, afin d'être précisément retrouvés. Plusieurs repères scellés au vernis ont été apposés à faible distance des thalles afin de constituer des points remarquables sur toutes les photographies. Les clichés ont été pris à des résolutions comprises entre 10 et 14 mégapixels avec un objectif 50 mm et des bagues-allonge montés sur un APN Pentax K10D/K20D.

Ce dispositif, équivalent à un objectif macro, permet d'abaisser la distance de mise au point et d'augmenter le rapport de reproduction. Selon les bagues utilisées la résolution des clichés est comprise entre 0,004 et 0,04 mm/pixels. L'objectif utilisé se caractérise par une absence de distorsion (<http://www.kenrockwell.com/pentax/35mm/lenses/50mm-f1.7-smc-m.htm>).

Malgré l'attention apportée au parallélisme entre le plan focal et la surface rocheuse lors de la prise de vue, ce biais constitue la principale source d'erreur car les surfaces ne sont majoritairement pas planes. La microtopographie est parfois marquée, notamment sur les surfaces qui portent les plus grands thalles, > 50 mm. L'utilisation d'un pied n'a pas été possible étant donné la hauteur des blocs.

Les erreurs concernent donc la parallaxe et le fait que l'échelle ne soit pas sur le même plan que le thalle à mesurer. Pour pallier ces problèmes des méthodes de corrections photogrammétriques ont été proposées (Hooker et Brown, 1977 ; Locke et al, 1979). Elles consistent à inclure dans chaque photographie une pièce métallique usinée, de surface connue, ou à mesurer sur le terrain des distances/surfaces connues, puis à redresser au laboratoire les mesures grâce à ce facteur de correction. Ces méthodes n'ont pas encore été mises en place, mais le seront lors de la prochaine saison de prise de vue. Toutefois elles n'entraînent que des corrections mineures (Bradwell et Armstrong, 2007).

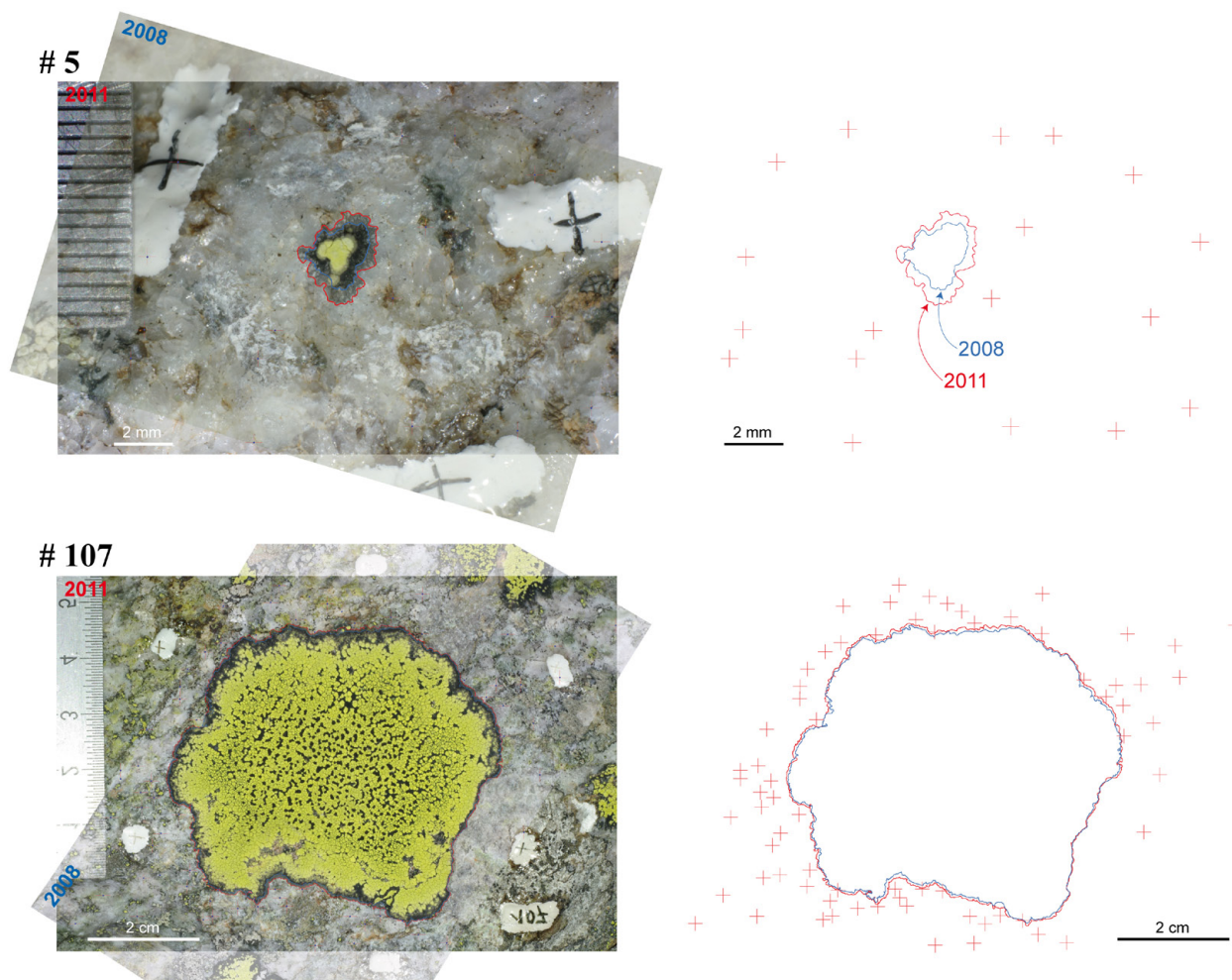


Fig 6.7. Géoréférencement des paires d'images diachroniques sous SIG. Le nombre de points d'amer dépend de la taille de la scène et de la rugosité de la surface.

La mesure des thalles a été effectuée sous SIG, selon la procédure décrite par Brabyn et al (2005). Une des photographies est calée dans un référentiel local centimétrique sous ArcGIS 10, grâce à l'échelle présente sur le cliché. La seconde photographie est ensuite géoréférencée sur la première grâce aux croix implantées à proximité des thalles, et à de nombreux autres points d'amer naturels, identifiables sur les deux documents (minéraux, fractures) (Fig. 6.7). Les points d'amer doivent être répartis de façon homogène. Selon la taille et la rugosité de la scène, entre 15 et 100 points ont été nécessaires pour obtenir un alignement satisfaisant. Un ajustement polynomial de 2nd ou 3^e ordre a été utilisé pour géoréférencer les scènes présentant une topographie plane. Pour les plus grandes scènes et/ou les scènes fortement déformées, un ajustement de type spline, qui fait correspondre exactement les points d'amer sur les deux photos (> 50 points obligatoirement), a été utilisé. L'erreur moyenne quadratique du géoréférencement (RMS) est comprise entre 0,01 et 0,05 mm avec les méthodes polynomiales. Dans tous les cas, la qualité de l'alignement a été jugée visuellement, et est inférieure à 0,05-0,1 mm.

Même si les valeurs absolues mesurées peuvent connaître un léger décalage par rapport à la réalité, car nous n'avons pas appliqué les corrections photogrammétriques exposées *supra*, l'accroissement relatif (et donc le taux de croissance) est mesuré très précisément car les photos sont parfaitement alignées grâce à ce procédé.

La limite de l'hypothalle (partie marginale du thalle, non-lichénisée) a été digitalisée sur chaque

photo, permettant le calcul de la surface des thalles. Le diamètre théorique a été obtenu d'après la superficie (Roof et Werner, 2011), avec :

$$D = 2 * (Surf / \pi)^{0,5} \quad (6.1)$$

Cette méthode permet d'intégrer la variabilité de la croissance sur toute la périphérie du thalle, et non sur un ou plusieurs rayons, déterminés arbitrairement. A noter que l'identification et la digitalisation des contours de l'hypothalle comprennent toutefois une marge d'erreur lorsque le substrat est sombre, ou qu'un thalle compétiteur masque la limite.

6.3. Résultats

6.3.1. Approche indirecte

	5+ (mm)	Date 5+MDG (AD)		Date 5+ ¹⁰ Be (AD)		Date GEV (AD)	Age indépendant (AD)	Différence / "âge vrai"				
LAN M1	47,8	1810	1845	1873	1792	1838	1873	1822	1851	1870	1820 ?	18
LAN M2	42,8	1841	1870	1893	1829	1866	1895	1811	1843	1866	1850 ?	16
LAN M3	30	1900	1918	1932	1896	1919	1936	1915	1924	1933	~1919-1925	0
LAN M4	16,4	1940	1951	1959	1940	1953	1963	1939	1950	1969	~1941	12
ETA M1	88,6	1203	1361	1488							0.85 ± 0.2 ¹⁰ Be ka	200
ETA M2	52,4	1776	1817	1851	1752	1807	1849	1810	1834	1852	du 14 ^e s au 18 ^e s	?
ETA M3	50,2	1793	1831	1862	1772	1822	1861	1828	1853	1870	1820-1850	0
ETA M5	29	1904	1921	1935	1900	1922	1938	1910	1919	1929	~1919-1925	0
BON M1-A	46	1822	1854	1881	1806	1849	1881	1815	1843	1863	~1850	0
BON M2-A	42,4	1843	1872	1895	1832	1868	1896	1873	1892	1902	1850 < A <1890	0
BON M3-A	37,8	1867	1891	1911	1859	1890	1913	1869	1890	1901	1850 < A <1890	?
BON M4-A	39,2	1860	1886	1906	1851	1883	1908	1896	1905	1911	1850 < A <1890	< 10
BON M5-A	31,4	1895	1914	1929	1890	1914	1932	1906	1912	1921	1850 < A <1890	> 25
BON M6-A	21,6	1927	1940	1950	1926	1942	1954	1932	1939	1946	de 1890 à 1941	1
BON M7-A	20,4	1930	1942	1953	1929	1944	1956	1933	1940	1947	~1941	3
BON M2	105,4	572	864	1100	158	614	951	1461	1523	1593	4.23 ± 0.6 ¹⁰ Be ka	3200
BON M3	71,6	1560	1644	1712	1485	1603	1693	1702	1757	1792	3.31 ± 0.4 ¹⁰ Be ka	2900
BON M4	47,6	1811	1846	1874	1794	1839	1874	1842	1861	1881	de 3.3 ka à 1850 AD	?
CHAT	29,2	1903	1920	1934	1900	1921	1938	1907	1914	1924	1916 ?	5
MEIJ M4	30,8	1899	1917	1932	1896	1918	1935				~1892	26
MEIJ M5	23,8	1920	1935	1946	1919	1936	1950				~1919-1925	11

Tab. 6.2. Résultats des datations lichénométriques dans la vallée du Vénéon, comparés à une estimation indépendante de l'âge des dépôts. La différence avec « l'âge vrai » est calculée d'après les résultats de la courbe 5+¹⁰Be.

Les résultats sont présentés dans le Tableau 6.2 et sur la Figure 6.8, selon les deux courbes de croissances établies avec la méthode classique, et selon la GEV. Les surfaces datées utilisées pour les calculs avec la GEV sont les mêmes que celles de la courbe 5+¹⁰Be (à l'exclusion de la moraine MdG). Les marges d'erreurs sur les âges dérivés de la méthode classique sont calculées avec l'intervalle de confiance à 95% de la régression logarithmique.



Fig. 6.8. (page précédente) Résultats des datations lichénométriques dans la vallée du Vénéon, comparés à des preuves indépendantes de l'âge de dépôt des moraines. (A) 2000 dernières années ; (B) 1700-2000 AD. Pour les deux surfaces les plus anciennes, les flèches indiquent l'âge indépendant du dépôt.

Les âges d'exposition déterminés par lichénométrie sont en accord avec la stratigraphie car ils respectent l'ordre des dépôts sur tous les sites.

Les datations ont été comparées à des preuves indépendantes de l'âge de dépôt. Il s'agit de sources historiques (Bonaparte, 1891 ; Allix et al, 1927 ; Allix, 1929), et de la reconstitution du bilan de masse du glacier de Saint Sorlin (massif des Grandes Rousses ; Vincent, 2002). Cette reconstitution, qui concerne un glacier comparable aux appareils étudiés en termes de taille et d'orientation, permet d'identifier de façon précise les périodes propices au dépôt de moraines sur le 20^e s. Les résultats indiquent des différences inférieures à 25 ans sur les deux derniers siècles (Tab 6.2 ; Fig. 6.8).

Les résultats des datations lichénométriques sur les surfaces anciennes sont plus contrastés. La datation de la moraine ETA M₁ avec la courbe 5+ MdG donne un âge de 1361 AD, avec une extrapolation de ~ 3 siècles après le dernier point de contrôle. Cependant, les marges d'erreur des deux dates (¹⁰Be et lichénométrie) se recoupent à un sigma (Fig. 6.8A). Considérant l'incertitude des deux méthodes sur la période en question, la surface M₁ est attribuée au début du PAG, mais la datation cosmogénique demeure plus robuste. L'âge obtenu par lichénométrie ne change donc pas l'interprétation proposée au Chapitre 5. Les âges lichénométriques obtenus sur les deux moraines latérales du glacier de Bonnepierre M₂ et M₃ sous-estiment en revanche très largement les âges réels (respectivement de 3.3 et 2.9 ka).

Les résultats de la GEV sont cohérents avec ceux de la méthode classique (5+) sur la période récente, mais donnent en moyenne des âges plus jeunes. Ce fait est particulièrement marqué pour les surfaces les plus anciennes (BON M₂ et M₃).

Enfin les âges lichénométriques obtenus sur les surfaces datées mais non intégrées à la courbe de croissance montrent une bonne cohérence avec l'âge de dépôt présumé (CHAT), ou une sous-estimation de 15 à 30 ans (Meij M₄ et M₅).

6.3.2. Approche directe

Les taux de croissance, exprimés en termes d'accroissement du diamètre (DGR), ont été calculés sur la période de 3 ans. Des résultats préliminaires sont présentés ici d'après la mesure de 26 thalles. Les valeurs de croissance sont comprises entre 0,15 et 0,61 mm.an⁻¹. Le taux de croissance moyen est de 0,35 ± 0,13 mm.an⁻¹.

Les résultats sont présentés sur la Figure 6.9 en fonction du diamètre initial du thalle. Une fonction polynomiale de second degré présente le meilleur ajustement aux données ($r^2 = 0,40$; $p = 0,0027$), et indique une relation significative entre le taux de croissance et la taille du thalle. La dispersion autour de la régression augmente avec la taille. Elle est importante pour les thalles >25 mm (0,37 mm). La variabilité de croissance des thalles matures est bien supérieure à l'incertitude de la mesure. Elle est systématique dans ce type d'étude, et paraît invariante selon la durée du suivi (Hill, 1981 ; Proctor, 1983 ; Clayden et al, 2004 ; Trenbith et Matthews, 2010).

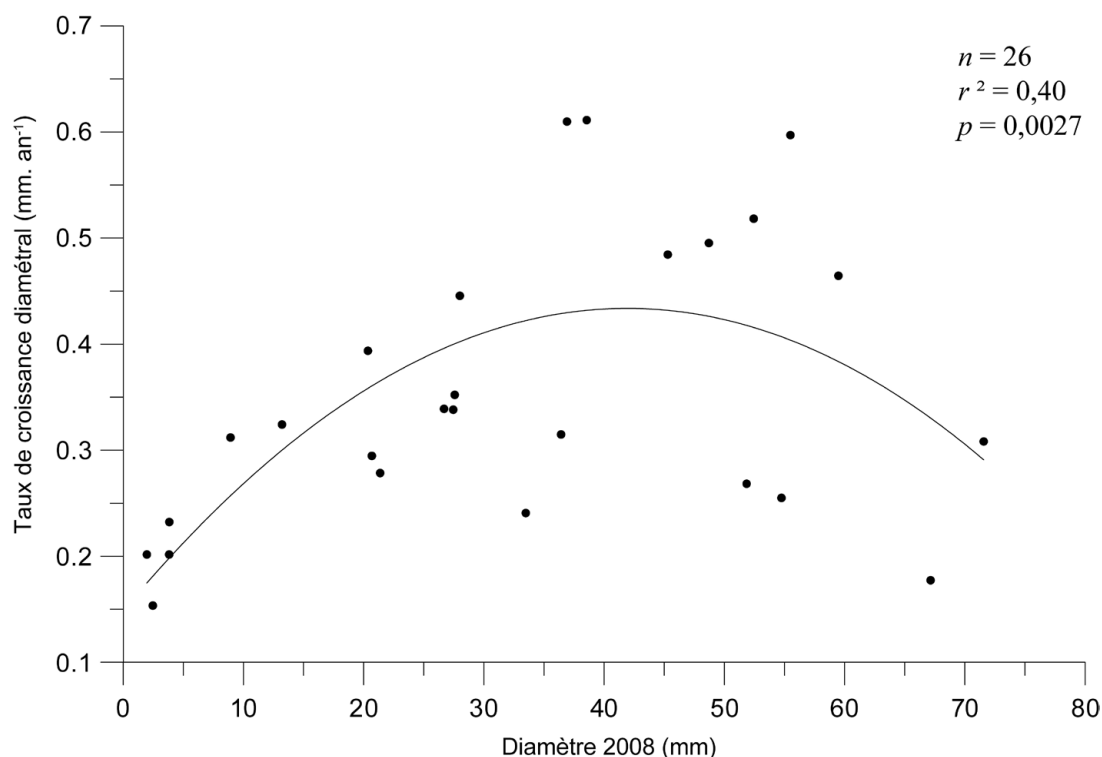


Fig. 6.9. Taux de croissance diamétral en fonction du diamètre initial (année 2008) déterminé d'après le suivi direct.

Le DGR maximum est atteint vers 40 mm. Les thalles < 25 mm ont une croissance moyenne de $0,26 \pm 0,06$ mm. an⁻¹, qui s'élève à $0,42 \pm 0,12$ mm. an⁻¹ pour les thalles matures (25-50 mm), puis diminue à $0,36 \pm 0,15$ mm. an⁻¹ pour les thalles > 50 mm.

A noter que certains thalles > 50 mm ont perdu pendant la durée du suivi de faibles fragments périphériques, sans doute sous l'action de l'abrasion des cristaux de neige et du vent. Ces pertes n'ont pas été comptabilisées dans le calcul des surfaces et des taux de croissance, pour ne pas obtenir de croissances artificiellement basses. Mais ces processus de désintégration sont courants chez les individus en phase de sénescence, et ont donc à long terme un effet sur les diamètres maxima mesurés sur les surfaces très anciennes.

6.4. Discussion

6.4.1. Le taux de croissance de *Rhizocarpon s.l.* : méthode directe ou indirecte ?

A notre connaissance, la courbe de croissance $5+^{10}\text{Be}$ présentée ici est la plus longue construite pour la région alpine. Peu de courbes de croissance dépassent les 300 à 400 ans dans les massifs montagneux tempérés comparables aux Alpes européennes.

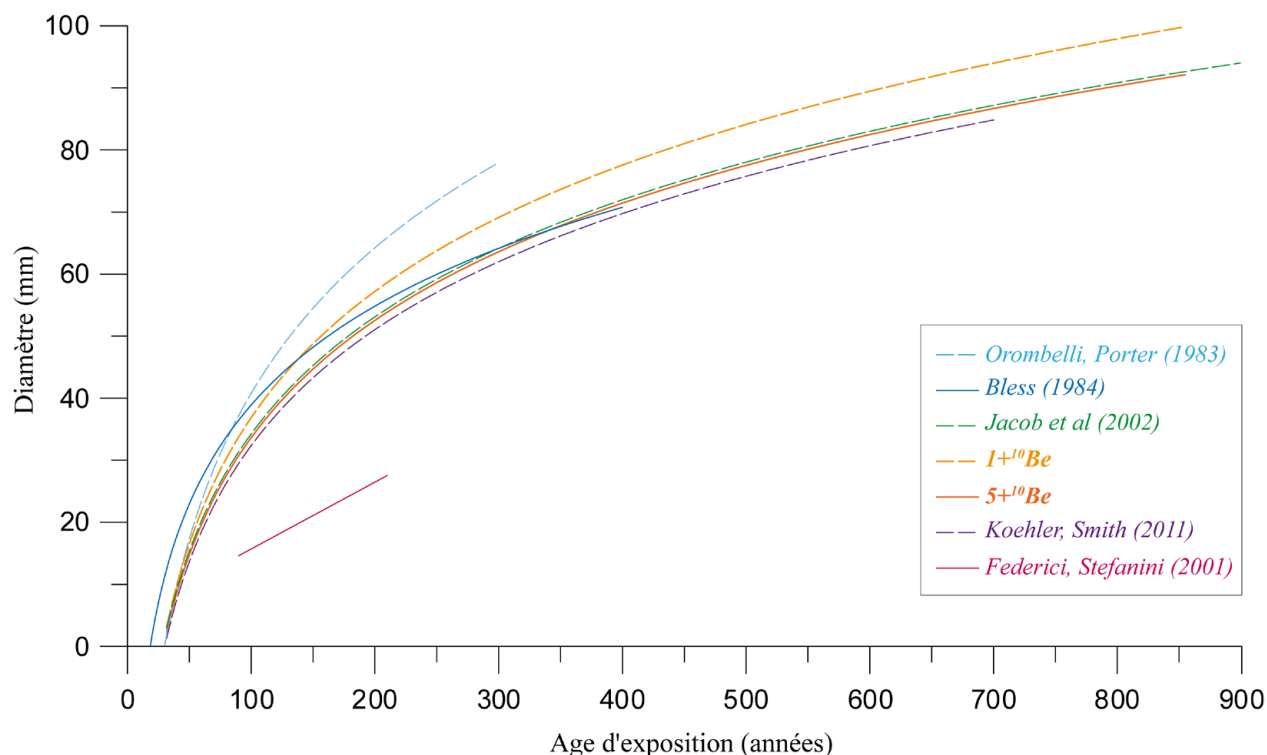


Fig. 6.10. Comparaison de la courbe de croissance du massif des Ecrins avec d'autres courbes de croissance > 200 ans, (Alpes occidentales, Corse, Canada). Les courbes sont reportées telles que dans la publication originale (sauf Koehler et Smith, 2011 ; voir texte). Les tiretés représentent les courbes basées sur le plus grand lichen / surface ; les traits pleins représentent les courbes basées sur la moyenne des 5 plus grands thalles / surface. Les R^2 des régressions logarithmiques sont tous supérieurs à 0,98.

Le DGR déduit de la courbe $5+^{10}\text{Be}$ est de $0,30 \text{ mm.a}^{-1}$ pour la période de *great growth*, i.e. les 150 premières années ($0,38 \text{ mm.a}^{-1}$ si l'on soustrait un temps de colonisation de 30 ans) et de $0,07 \text{ mm.a}^{-1}$ pour les 7 siècles suivants.

Ces taux sont comparables à la courbe BCW construite pour les Coasts Mountains (Canada) qui couvre ~700 ans (Larocque et Smith, 2004 ; Koehler et Smith, 2011). Elle est représentée sur la Figure 6.10 sans les points de contrôle anthropiques situés à basse altitude (seules les surfaces glaciaires situées dans la même gamme altitudinale sont reportées ici).

La courbe « enveloppe » construite pour la Corse par Jacob et al (2002) est aussi représentée (tronquée, car dernier point de contrôle à 470 BC). Seuls les points de contrôles indiquant la croissance la plus élevée ont été conservés.

La courbe de Federici et Stefanini (2001) pour le Val Gesso (N 44°06', Alpes Maritimes) indique à

l'inverse une croissance linéaire, très faible ($0,11 \text{ mm.a}^{-1}$) par rapport aux Alpes du nord ou même à l'Ubaye (Blijenberg, 1998). Cette différence pourrait s'expliquer par des conditions de sécheresse fréquentes (précipitations plus faibles, température estivale élevée, fréquence du vent ?) qui entraînerait la dessiccation prolongée des thalles et leur mise en dormance.

Les taux de croissance sur les deux derniers siècles sont cohérents avec les taux déterminés de façon directe dans la vallée du Vénéon (moyenne de $0,35 \pm 0,13 \text{ mm.an}^{-1}$).

Sur la marge du glacier de Valsorey (Valais), Proctor (1983) a déterminé des taux de croissance compris entre $0,08$ et $0,42 \text{ mm.an}^{-1}$ pour des thalles de 1 à 18 mm de diamètre. En ajustant le modèle d'Aplin et Hill (1979) aux données qui concernent seulement les individus à la plus forte croissance, il détermine une augmentation asymptotique de la croissance jusqu'à $\sim 0,5 \text{ mm.a}^{-1}$.

Afin de comparer la forme des courbes de croissance dérivées avec les deux méthodes, les données de croissance diamétrale ont été inversées (a.mm^{-1}), et représentées graphiquement en fonction des diamètres initiaux. La courbe de régression polynomiale décrivant ces données ($r^2 = 0,52$) a été utilisée pour calculer l'accroissement du diamètre en fonction de l'âge du thalle. Les résultats montrent que la courbe de croissance directe présente des taux de croissance comparables à la courbe indirecte sur la période récente mais diffère notablement sur la période ancienne (> 200 ans) (Fig. 6.11).

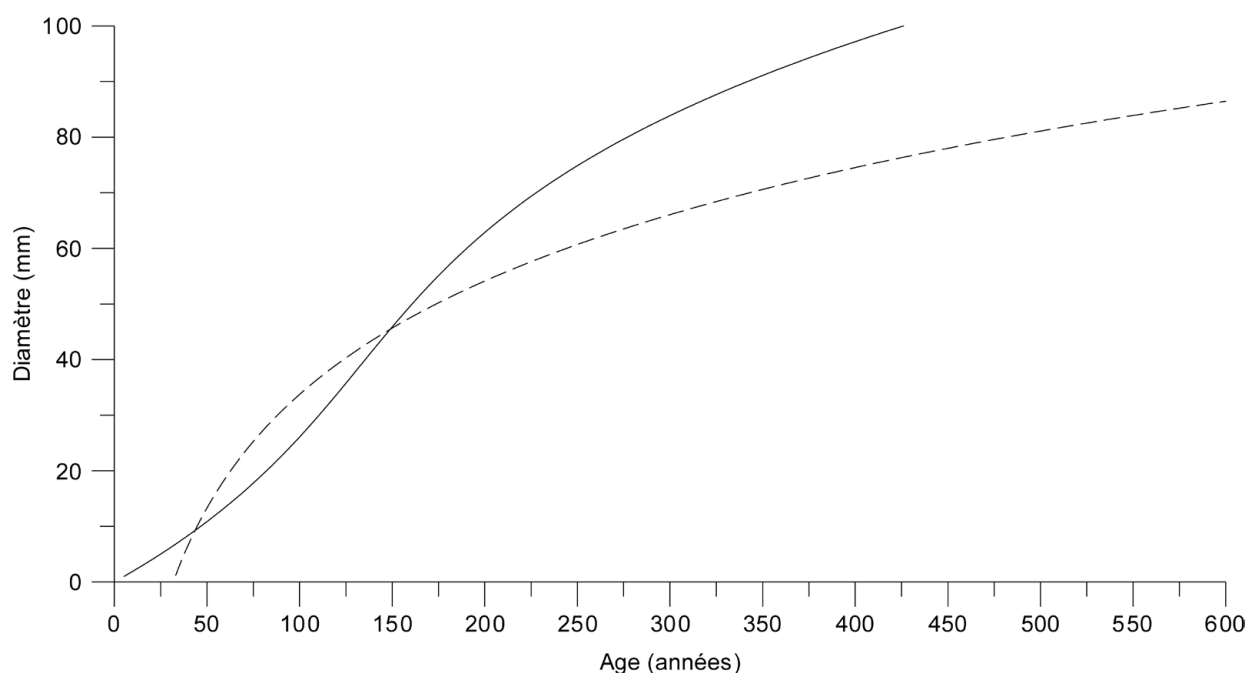


Fig. 6.11. Comparaison entre les courbes de croissance obtenues par la méthode directe (trait plein), et indirecte ($5+^{10}\text{Be}$, tiretés) pour la vallée du Vénéon. La courbe « directe » est extrapolée au delà du dernier point (235 ans)

Ces désaccords entre approches directe et indirecte dans la détermination des taux de croissance ont été rapportés dans de nombreux travaux (McCarthy, 2003 ; Roof et Werner, 2011). A noter que dans notre cas, les valeurs absolues ne sont pas directement comparables entre les méthodes étant donné les différences d'échantillonnage : i) Le diamètre utilisé dans le suivi direct est un diamètre *théorique*, déduit de la surface du thalle (*i.e.* inférieur au diamètre « grand axe » mesuré pour la courbe indirecte) ; ii) le suivi direct ne porte pas sur les plus grands thalles – et représente donc une croissance moyenne – alors que la courbe indirecte est construite d'après les diamètres maxima sur chaque surface (*i.e.* les thalles ayant connu des conditions de développement optimales).

Toutefois, différents facteurs peuvent expliquer pourquoi la croissance calculée est beaucoup plus forte selon la méthode directe au delà de ~150 ans :

- i) La **fusion** de thalles peut induire une surestimation de l'âge. Ces processus ont été observés dans des populations de *R. geographicum*, principalement chez les jeunes thalles (Asta et al, 1989). La fusion de thalles matures a également été observée, et la zone de suture qui en résulte peut devenir invisible après quelques années, car de nouvelles aréoles la colonisent (Bradwell, 2010)
- ii) Les processus physiologiques de **sénescence** : les vieux thalles ont tendance à se désintégrer en leur centre (Pentecost, 1981 ; Benedict, 2008), ainsi qu'en périphérie au niveau de l'hypothalle comme nous l'avons observé. Cette décrépitude, combinée à des taux de mortalité de l'ordre de 2-3 % par an (Loso et Doak, 2006), pourraient suffire à expliquer la chute de croissance observée avec la méthode indirecte, car les premiers colonisateurs ne sont plus présents sur les surfaces anciennes. Les plus grands thalles présents ne sont alors plus fonction de l'âge de la surface.
- iii) La **compétition** entraîne des taux de croissance faibles voire inexistants lorsqu'une stabilisation arrive (*i.e.* la constitution de « mosaïques », Hawksworth et Chater, 1979). Une croissance apparente négative peut être mesurée lorsqu'il y a recouvrement du thalle par un individu plus compétitif (Bradwell, 2010). Gellatly (1982) a aussi pointé la forte chute des taux de croissance due à la compétition sur les surfaces les plus anciennes.
D'après nos observations, la compétition est sans doute responsable d'une grande partie de la faible croissance mesurée sur les plus grands thalles. Au début du suivi, certains thalles petits à moyens, compétiteurs de plus grands individus, ont été enlevés. Dans les zones affectées, l'hypothalle paraissait endommagé, et n'a parfois pas montré de croissance pendant la durée du suivi. Les types d'interactions inter- et intra-spécifiques entre thalles sont nombreux (de la stabilisation au recouvrement total), en fonction des caractéristiques génétiques, morphologiques et chimiques des lichens (Clayden, 1997 ; Armstrong et Welch, 2007). D'une manière générale, les espèces à faible taux de croissance sont les plus vulnérables au recouvrement.
- iv) Les **changements climatiques** du dernier millénaire ont été invoqués pour expliquer la chute de la croissance observée. Dans les Alpes, le facteur le plus susceptible d'expliquer la forme de la courbe de croissance serait un enneigement abondant et tardif (*voir* § 6.4.3)

L'approche indirecte est donc la plus pertinente dans une optique de datation en milieu glaciaire, car bien qu'elle sous-estime la croissance réelle des lichens, elle intègre temporellement les paramètres qui ont un impact sur la taille des plus vieux thalles (climat, compétition...). Elle représente donc une approximation de la taille des plus grands thalles qui peuvent être trouvés sur une surface d'âge donné (Clayden et al, 2004). L'utilisation de la courbe de croissance directe sur notre terrain surestimerait légèrement les âges sur le 20^e s et les sous-estimeraient de façon importante avant le début du 19^e s (Fig. 6.11). Les raisons de la variabilité des taux de croissance mesurés de façon directe au sein d'une même classe de diamètres sont : i) la fusion de certains thalles, d'où un diamètre ne reflète pas forcément l'âge (Asta et Letrouit, 1995), ii) La densité des aréoles et la largeur de l'hypothalle qui influencent la croissance et contrôlent en partie la variabilité observée entre les individus (Armstrong et Bradwell, 2001), iii) les paramètres microclimatiques différents selon en particulier l'orientation et la hauteur par rapport.

6.4.2. L'utilisation de la lichénométrie pour la chronologie glaciaire de la fin de l'Holocène

Sur les deux derniers siècles, les âges lichénométriques sont globalement cohérents avec les datations indépendantes (Tab. 6.2). Leur précision, de l'ordre de $\pm 10\%$, est comparable avec celle de travaux similaires (*e.g.* Bickerton et Matthews, 1992).

En ce qui concerne les surfaces les plus anciennes, la méthode ne peut pas fournir des âges cohérents avec les datations cosmogéniques sur les sites des Etages et de Bonnepierre. La datation de ETA M₁ à 1360 AD (avec 5+ MdG) est en limite de l'incertitude externe de la date ¹⁰Be. Etant donné le taux de recouvrement lichénique de certains blocs sur cette moraine, on peut considérer qu'il s'agit des surfaces les plus anciennes pouvant être datées sur notre terrain. Malgré l'utilisation d'une courbe bien contrainte sur les 900 dernières années (5+¹⁰Be), les âges lichénométriques des cordons M₂ et M₃ de Bonnepierre (Tab. 6.2) sont considérablement plus jeunes que les âges ¹⁰Be (Tab. 5.2).

Cependant, sur le cordon M₂, le plus grand thalle mesuré possède un diamètre maximum de 149 mm (moyenne des 3 plus grands rayons), qui indiquerait un âge de 2550 BC en extrapolant la courbe 1+¹⁰Be ; ce qui est cohérent avec la datation ¹⁰Be à $4.2 \pm 0,5$ ka. Sur cette même surface, le second plus grand thalle identifié mesure seulement 96 mm, ce qui illustre la rareté des premiers colonisateurs, et le fait que la moyenne des *n* plus grands ne soit pas applicable ici.

Les résultats obtenus avec la GEV sont indistinguables statistiquement de la méthode 5+ sur le 20^e s, et donc potentiellement plus précis (Jomelli et al, 2007). Mais avant le 20^e s, en particulier sur les deux surfaces anciennes de Bonnepierre, les âges GEV sont clairement plus jeunes que les résultats obtenus avec les 5+. Ce décalage indique manifestement une structure des populations de lichens totalement différente de celle des surfaces du dernier millénaire, ce qui plaiderait pour une forte mortalité et un renouvellement des cohortes (Loso et Doak, 2006).

La construction d'une courbe longue et relativement bien contrainte a également permis de réévaluer certains résultats antérieurs. Les mesures effectuées par Miltenburg (1986) au glacier Noir indiqueraient des surfaces du début du PAG *s.l.* (ou pré-datant le PAG éventuellement), alors que l'auteur les attribuait au 17^e s. Les plus grands thalles (90-93 mm) mesurés sur les fragments de cordons morainiques les plus externes en position latérale gauche indiquent en effet (d'après notre courbe 1+) un dépôt dans la première moitié du 14^e s (1300-1370 AD).

Sur le site de l'AMM, Deline (1997) rapporte des diamètres maximaux de 130 à 140 mm sur les moraines A₃ à A₇, attribuées au Göschenen II (~1000-400 BC ; Fig. 5.6). Ces diamètres indiqueraient un âge de dépôt vers 1400 AD selon la courbe de croissance établie par Orombelli et Porter (1983) pour la même vallée (basée sur le plus grand lichen/surface). Cependant, la Figure 6.10. montre que les taux de croissance dans les massifs du Mont Blanc et des Ecrins sont quasi-similaires d'après les courbes basées sur les 5+. La courbe d'Orombelli et Porter (1983) surestime sans doute le taux de croissance réel car elle est calibrée majoritairement sur des surfaces anthropiques, et sur un thalle mesuré sur un écoulement. L'âge d'exposition calculé pour ces moraines d'après l'extrapolation de notre courbe 1+¹⁰Be serait compris entre 1355 et 390 BC ; ce qui est grossièrement conforme aux datations indépendantes (¹⁰Be et ¹⁴C. Tab. 5.2 ; Tab 5.3).

L'exercice d'extrapolation est relativement hasardeux, même s'il est pratiqué dans la plupart des études qui datent des surfaces anciennes (Federici et Stefanini, 2001 ; Koehler et Smith, 2011). Il est cependant surprenant de constater que ces valeurs correspondent aux diamètres maxima de thalles mesurés sur une surface datée à 470 BC en Corse (Ø max = 126 mm) (Jacob et al, 2002). La cohérence entre les taux de croissance de *Rhizocarpon* dans les Alpes du nord et en Corse sur la période récente (Fig. 6.10), et ce point de calage préhistorique, suggèrent des potentialités

d'utilisation de la lichénométrie sur une période longue. De même, dans le sud de la Norvège, la méthode est habituellement considérée comme utilisable sur les 500 dernières années (Innes, 1985). Mais Matthews et Trenbith (2011) rapportent des potentialités d'extension au dernier millénaire, le suivi direct de la croissance d'un thalle de 465 mm révélant un âge de ~1000 ans.

Ces exemples sont ponctuels et correspondent sans doute à des situations particulières où les premiers colonisateurs ont survécu. Dans ce cas, seule la méthode des plus grands thalles peut être utilisée, car la population de surfaces aussi vieilles est très vraisemblablement composite.

6.4.3. Les incertitudes liées à la méthode

Les désaccords observés entre les âges lichénométriques et les datations indépendantes (Tab. 6.2) peuvent être expliqués par différents facteurs :

- **Taille, granulométrie, et stabilité de la surface.** Il existe une relation entre la taille des blocs et les diamètres maxima mesurés (Innes, 1985 ; McCarroll, 1994). Les surfaces constituées de clastes décimétriques avec peu de blocs vont de ce fait donner des âges minima. De plus, les moraines à support matriciel se dégradent par remobilisation post-dépôt du matériel fin. Cette instabilité est la cause du rajeunissement apparent des âges d'exposition (O'Neal, 2006).

Ces processus sont à l'origine des âges trop jeunes calculés pour les moraines M_2 du glacier des Etages et M_4 - M_5 du glacier de la Meije, qui présentent une faible fréquence de blocs en surface. Sur le site de Bonnepierre, la persistance de glace morte sous la couverture détritique est à l'origine d'un rajeunissement des âges. Les dépôts M_3 à M_5 ne sont pas des moraines marquant une ré-avancée, car déposés dans une période de retrait glaciaire rapide (1850-1890 AD). Ce sont des *hummocky moraines*, caractéristiques des marges de glaciers noirs (cf Chapitre 2). La glace sous-jacente a mis plusieurs décennies à fondre, alors que le front actif du glacier était en amont (Fig. 6.12). L'instabilité qui en a résulté explique la sous-estimation des âges (Tab. 6.2).



Fig. 6.12. Marge proglaciaire de Bonnepierre vers 1890 AD. Noter la fonte des culots de glace morte protégés par la couverture détritique, matérialisée par les nombreux chenaux proglaciaires (Photo Oddoux).

- **Paramètres climatiques.** Ils influencent la taille des thalles sur les surfaces qui ne sont pas situées dans la même gamme altitudinale que celles qui ont servies à la construction de la courbe de croissance. Les âges trop récents obtenus pour les moraines holocènes de Bonnepierre pourrait s'expliquer (en partie) par la durée d'enneigement sur ce site (2550 m), qui est plus élevé que l'altitude moyenne des surfaces datées (1930 m ; Tab. 6.1).

Une couverture nivale importante et durable stoppe en effet l'activité photosynthétique des lichens et bloque leur croissance (Benedict, 1990a ; 1991). Une période végétative de 3 mois pendant laquelle la neige est absente semble nécessaire au développement des lichens. Un enneigement plus long prévient toute colonisation (Haeberli et al, 1979 ; Benedict, 1990a ; Sancho et al, 2001). Il est probable que pendant le PAG et d'autres stades froids du Néoglaciale, des névés persistants recouvraient en partie les moraines à cette altitude (~2600 m). Ces conditions climatiques plus sévères ont pu entraîner des épisodes de mortalité dans les populations de lichens en altitude, comme cela a été démontré par Benedict (1993) et Caseldine et Baker (1998).

- **Renouvellement des populations.** L'occurrence de thalles dont la taille ne peut être réconciliée avec une courbe de calibration locale, ou avec une datation indépendante, a parfois été rapportée. Lowell et al (2005) font état de mesures indiquant des âges lichénométriques au moins 200-300 ans trop jeunes pour un écroulement rocheux daté au ^{14}C dans la région du Mt Cook (Nouvelle Zélande). De la même façon, des surfaces du début de l'Holocène (10^{10}Be ka) montrent des âges lichénométriques de 3-4 ka sur une marge proglaciaire dans l'Alaska Range (Young, *in* Wiles et al, 2010). Sur ce dernier site, les âges lichénométriques et ^{10}Be sont en revanche très cohérents pour les surfaces < 3 ka (Young et al, 2009).

Ces exemples montrent que l'occurrence d'un « seuil de saturation » dépend du taux de croissance dans une région donnée, et qu'en deçà de ce seuil, la lichénométrie est relativement précise. Cependant, en l'absence de datations indépendantes, les critères utilisables pour évaluer la population de lichens et déterminer si ce seuil est franchi ou non sont inconnus ; les plus grands thalles n'étant plus sur ces surfaces fonction de l'âge. Le taux de recouvrement ne semble pas être un critère suffisant pour identifier ces surfaces, car il devient élevé en quelques siècles seulement. Certains travaux ont démontré qu'une baisse de la densité survenait sur des surfaces anciennes après une phase de saturation, *i.e.* un recouvrement proche de 100%, du fait de la mortalité qui libère de l'espace pour la colonisation (Woolhouse et al, 1985). La distribution des diamètres maximaux sur de telles surfaces serait donc différente de celle d'une surface âgée de quelques siècles, portant un grand nombre de thalles sénescents de même génération (*e.g.* ETA M_1 ?). De plus, Haines-Young (1988) a montré que les diamètres maxima étaient plus importants sur les surfaces à faible densité de recouvrement que sur les surfaces à forte densité. Un moyen de tester cette hypothèse serait de comparer les dates lichénométriques obtenues sur des surfaces de même âge mais caractérisées par différents niveaux de recouvrement.

6.5. Conclusion

Nous avons mis en évidence le fait que les surfaces plus vieilles que 800-900 ans ne peuvent *a priori* pas être datées par lichénométrie dans les Alpes du nord. Cette période peut correspondre au seuil de « saturation » sur notre aire d'étude qui induit un rajeunissement des âges apparents obtenus, comme cela a été rapporté dans d'autres contextes bio-climatiques (Wiles et al, 2010), du fait d'une modification probable de la structure de la population

Ponctuellement, de très grands thalles survivants identifiés sur plusieurs sites (Deline, 1997 ; Jacob et al, 2002 ; Matthews et Trenbith, 2011 ; ce travail) peuvent donner un âge proche de l'âge réel de la surface et étendre ainsi le spectre d'utilisation de la méthode. Dans ce cas, seul le plus grand thalle donne une information sur l'âge car la population d'une surface très ancienne, composite, reflète plusieurs générations de colonisation.

L'approche empirique de la courbe de croissance utilisée dans la méthode classique est critiquée par les lichénologues et biologistes car elle ne représenterait pas l'évolution de la croissance avec l'âge, mais plutôt les dynamiques de population. Elle donne néanmoins des résultats précis sur les deux derniers siècles et représente la seule méthode de datation utilisable sur cette période. Comme pour les autres méthodes d'âge d'exposition, la stabilité de la surface datée est un préalable. Une incertitude géomorphologique que nous avons mis en évidence sur notre terrain d'étude (e.g. marge aval de Bonnepierre)

Les résultats du suivi direct s'avèrent très cohérents avec les études récentes de ce type et indiquent, pour la première fois, une relation entre l'âge et le taux de croissance chez *R. geographicum* dans les Alpes. Cette méthode est extrêmement intéressante car elle permet : i) le calcul de la croissance actuelle de façon très précise, et ii) l'évaluation qualitative et quantitative des dynamiques de populations. La documentation des relations intra- et inter-spécifiques qui régissent les mosaïques lichéniques sur ce type de surface est en effet primordiale pour évaluer les résultats de la méthode indirecte.

L'établissement d'autres stations dans des vallées alpines caractérisées par des climats différents permettraient de quantifier cette influence sur la croissance. Un gradient de croissance des lichens selon les précipitations a été mis en évidence dans plusieurs chaînes de montagne, le taux de croissance baissant avec la continentalité (Beschel, 1961 ; Innes, 1983 ; Bradwell, 2001 ; Matthews, 2005 ; Sancho et al, 2007 ; Garibotti et Villaba, 2009 ; Wiles et al, 2010). Un gradient de ce type semble exister à l'échelle alpine, au moins en latitude. De faibles taux de croissance, comme ceux rapportés pour les Alpes maritimes signifieraient des potentialités de datation sur quelques milliers d'années si une courbe était calibrée avec des datations indépendantes (^{10}Be). L'évaluation directe de la croissance dans les Alpes du sud permettrait de vérifier l'hypothèse d'une croissance linéaire, et donc les dates obtenues par Federici et Stefanini (2001) pour les moraines holocènes les plus externes dans le massif de l'Argentera.

Conclusion générale

La chaîne alpine est le massif montagneux qui possède les chronologies glaciaires les plus précises, notamment sur la seconde moitié de l'Holocène. Néanmoins, de grandes disparités persistent dans la connaissance des variations glaciaires à l'échelle régionale, surtout si l'on considère chaque glacier comme un enregistreur singulier des variations climatiques (Winkler et al, 2010), pouvant apporter des informations nouvelles à la chronologie régionale selon la qualité de son enregistrement géomorphologique (Kirkbride et Brazier, 1998).

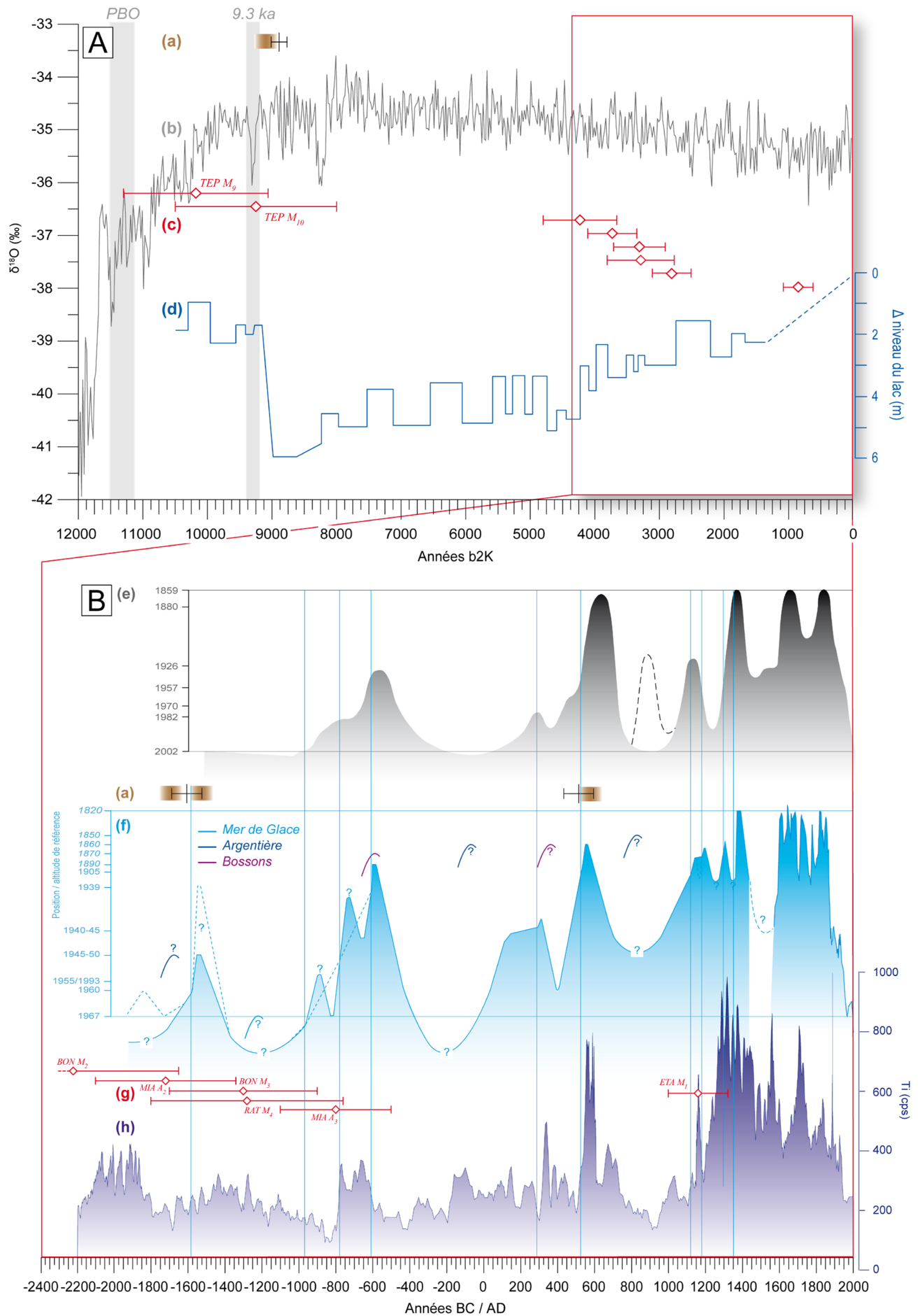
L'objectif principal de notre étude était la constitution d'un cadre chronologique robuste pour les fluctuations glaciaires holocènes dans les Alpes occidentales, nécessaire pour opérer des comparaisons interrégionales et éclairer le retrait glaciaire accéléré actuel dans le cadre de modélisations climatiques.

Nous avons montré le potentiel qui existe dans le massif du Mont Blanc (MMB) pour la réalisation de cet objectif par l'utilisation de la dendrochronologie. Cette méthode n'est en revanche pas (ou peu) utilisable dans les autres massifs des Alpes françaises où la contrainte chronologique actuelle repose sur des âges d'exposition. D'après nos résultats, l'utilisation de la lichénométrie n'est possible que sur les derniers siècles ($\leq 500-700$ ans) comme le montrent les comparaisons effectuées avec des datations indépendantes. En revanche, la détermination d'âges d'exposition par la méthode cosmogénique (^{10}Be produit *in situ*) a confirmé son grand potentiel pour la datation des avancées glaciaires holocènes lorsque le matériel cible est disponible.

L'analyse dendrochronologique de bois subfossiles en contexte stratigraphique a permis de mettre en évidence des maxima glaciaires de la Mer de Glace qui culminent peu après **1581 BC**, **970 BC**, **777 BC**, **608 BC**, **287 AD**, **525 AD**, **1120 AD**, **1178 AD**, **1296 AD** et **1352 AD** (Fig. CC). D'autres avancées probables ont pu être identifiées vers **1225 BC**, **68 cal BC** (^{14}C) et **825 cal AD** (^{14}C) en combinant les preuves issues des différentes marges glaciaires étudiés dans le massif du Mont Blanc.

Fig. CC. (ci-contre) Synthèse des principaux résultats chronologiques acquis.

(A) La période holocène ; **(B)** les 4400 dernières années ; **(a)** datations ^{14}C contraignant les pulsations détritiques enregistrées dans la tourbière de Survilly (2235 m, massif des Fiz, haute vallée de l'Arve) (David, 2010) ; **(b)** $\delta^{18}\text{O}$ mesuré sur le site de carottage NGRIP (Rasmussen et al, 2006 ; Vinther et al, 2006) ; **(c)** datations ^{10}Be sur cordons morainiques externes aux positions PAG dans le massif de Belledonne (ce travail). Les âges sont les âges des surfaces discutés au Chapitre 5 ; **(d)** variations du niveau du Lac Cerin (764 m, Jura) (Magny et al, 2011) ; **(e)** variations frontales du Grand glacier d'Aletsch depuis 1400 BC ; **(f)** variations altitudinales de la langue de trois glaciers du massif du Mont Blanc depuis 2000 BC (ce travail). L'enregistrement de la Mer de Glace (Fig. 3.37) a été aligné sur une même échelle, basée sur les altitudes de référence du glacier aux 19^e et 20^e s. Noter la différence avec la Fig. 3.37 sur la période 100-400 AD. Les traits verticaux représentent l'âge dendrochronologique maximum pour chaque avancée glaciaire. La courbe de variations frontales de la Mer de Glace depuis 1570 AD (Nussbaumer et al, 2007) a été figurée à titre indicatif sur la même échelle ; **(g)** datations ^{10}Be sur des cordons morainiques externes au PAG dans le massif du Mont Blanc et le massif des Ecrins (ce travail) ; **(h)** mesure du titane dans la carotte LDB04 comme marqueur du détritisme lié aux crues du Rhône dans le Lac du Bourget (240 m) (Jacob et al, 2008).



Les datations cosmogéniques effectuées sur des blocs exposés sur la crête de cordons morainiques ont permis de déterminer pour la première fois dans les Alpes occidentales un maximum glaciaire centré sur **4.23 ± 0.57 ka**, contemporain de l'évènement 4.2 ka, qui marque une transition majeure à l'échelle holocène et le début du Néoglaciale. Elles ont également permis de contraindre le dépôt de cordons morainiques durant les phases du Lössen (entre 3.7 ka et 3.3 ka) et du Göschenen I (vers 2.8 ka) dans les massifs du Mont Blanc et des Ecrins.

De plus, deux stades glaciaires antérieurs à l'évènement 8.2 ka ont pu être cartographiés et datés dans le massif de Belledonne (glacier de Tepey). Ces résultats indiquent que la transition vers l'englacement holocène (*i.e.* de type PAG ou inférieur) s'est produit vers **9.2 ka** sur ce type de petit glacier de cirque. L'avancée antérieure (**>10.2 ka**) constitue vraisemblablement la réponse du glacier à l'Oscillation Préboréale lors de la transition Tardiglaciaire/Holocène (Fig. CC).

Au-delà des erreurs d'interprétation qu'elles peuvent induire, les nombreuses datations de blocs pré-exposés avant leur dépôt dans les moraines de ce site témoignent du rôle morphogénique des grands écroulements rocheux pendant le début de la période périglaciaire.

La chronologie des variations glaciaires proposée pour le massif du Mont Blanc est très cohérente avec l'enregistrement du **détritisme** dans les tourbières d'altitude de la haute vallée de l'Arve et dans le lac péri-alpin du Bourget (Fig. CC). Ceci confirme la relation établie entre les périodes froides et humides qui entraînent une recrudescence de l'érosion dans les petits bassins versant non glaciaires (David, 2010), les bilans de masse glaciaire positifs dans les hauts massifs, et les crues du Rhône qui apportent dans le lac un matériel clastique majoritairement originaire du massif du Mont Blanc (Arnaud et al, 2005a ; Revel-Rolland et al, 2005 ; Debret et al, 2010). Nos datations sont également cohérentes avec le corpus de dates constitué dans les Alpes centrales et orientales depuis plusieurs décennies (Chapitre 2).

Clague et al (2009) ont récemment discuté du rôle de la **terminologie** dans l'appréhension de la complexité des chronologies glaciaires holocènes. Nous avons utilisé dans notre étude la nomenclature issue des premiers travaux effectués dans les Alpes centrales et orientales (Patzelt et Bortenschlager, 1973) et régulièrement reprise depuis (Nicolussi et Patzelt, 2001 ; Holzhauser et al, 2005 ; Nicolussi et al, 2006). Il est probable que cette nomenclature soit amenée à évoluer avec l'augmentation de la résolution des chronologies glaciaires. En effet, si des stades comme le Lössen, les Göschenen I et II ou le Petit Âge Glaciaire sont bien établis, et datés sur un certain nombre de glaciers, la mise en évidence de pulsations secondaires dont l'ampleur varie selon les sites pourrait faire évoluer les usages :

- L'identification d'une avancée majeure dès la seconde moitié du **12^e s AD** – de l'ampleur de celle de 1860/1870 à la Mer de Glace, et la plus importante de l'Holocène au glacier des Etages – inciterait soit : i) à faire débiter le PAG (période basée sur l'histoire glaciaire et non climatique) dès le 12^e s (Koch et Clague, 2011), et non au 14^e s, voire au 16^e s ; ou ii) à distinguer deux périodes d'avancées sur le dernier millénaire : l'Avancée du Bas Moyen Age (12^e -14^e s) et le PAG (16^e -19^e s) (*e.g.* Nicolussi et al, 2006).
- La confirmation d'une avancée atteignant des positions proches des maxima holocènes au début du **9^e s AD** questionnerait l'extension des glaciers entre le maximum du 6^e s AD et cette avancée – et donc la validité de la phase du Göschenen II (300-600 AD).
- D'autre part, l'identification de trois avancées distinctes pendant le **Göschenen I** à la Mer de Glace – sur une période supérieure à trois siècles – confirme que les phases néoglaciales ont été aussi complexes que le PAG avec plusieurs avancées entrecoupées de retrait, et qu'il est nécessaire de

subdiviser ces périodes multiséculaires, ce qui ne peut être fait que grâce à un calendrier précis basé sur la dendrochronologie.

Perspectives de recherche

Ce travail a ouvert des perspectives de recherche dans plusieurs champs qui pourraient être prolongées par la réalisation de différents chantiers :

1) Le potentiel de certains sites des Alpes françaises pour l'échantillonnage de **bois subfossiles** couvrant les quatre derniers millénaires est désormais avéré (e.g. Mer de Glace).

- La poursuite de prélèvements réguliers sur de tels sites est nécessaire car ces bois représentent une ressource unique dans les Alpes occidentales, qui peut permettre la constitution d'un référentiel d'altitude multimillénaire et continu pour la région. Une extension temporelle et une réplique plus importante des références locales sont les seuls moyens de pouvoir synchroniser des bois qui ne trouvent pas de position (e.g. chronologie BOS_GII) sur les références distantes des Alpes orientales.
D'autre part, une contrainte dendrochronologique sur certaines périodes (e.g. 4.2 ka) pourrait être envisagée dans certaines marges proglaciaires dans lesquelles la mise au jour de ces sédiments est favorisée par l'abaissement du niveau de base local suite au retrait glaciaire récent (e.g. partie basale de la moraine du glacier d'Argentière ?).
- Le massif des Ecrins recèle également un potentiel de datations dendrochronologiques sur bois subfossiles permettant de contraindre (indirectement ?) l'activité glaciaire – car il s'agit vraisemblablement d'arbres ayant poussé sur les versants. Cet aspect n'a pas été développé dans notre étude car, en l'état actuel de la recherche, un seul échantillon a pu être synchronisé (Eta01, Fig. 5.13 et 5.14) parmi les bois échantillonnés dans deux marges proglaciaires (Etages et Chardon, Fig. 6.2). La datation de ces bois subfossiles fournirait également des informations sur la composition et la position passées de la limite supérieure de la forêt dans ces hauts bassins versants glaciaires actuellement sans arbres.
- Comme cela a été montré dans le Chapitre 3, les séries de *Pinus cembra* contiennent un signal climatique fort, pouvant être utilisé pour des reconstitutions paléoclimatiques. Afin de s'affranchir des conditions stationnelles, il est nécessaire d'étendre le réseau de chronologies d'arbres vivants pour mieux calibrer la réponse des arbres au climat sur la période récente, en mettant éventuellement en évidence une spécificité de la réponse climatique de ces stations situées en limite nord-occidentale de l'aire de répartition de l'espèce.
- Les séries de cernes peuvent servir de support à des analyses paléoclimatiques plus poussées que celles basées sur la seule mesure de la largeur. Les variations de la composition isotopique de la cellulose ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$) sont des indicateurs paléoclimatiques robustes, de plus en plus utilisés pour reconstituer différents paramètres (températures estivales, précipitations, couverture nuageuse...) d'après les mesures effectuées sur des arbres vivants (Daux et al, 2011 ; Bale et al 2011), subfossiles (Aguilera et al, 2011) ou en combinant ces deux sources (Gagen et al, 2012). Ce *proxy* donne de plus de meilleurs résultats dans le domaine des basses

fréquences (Gagen et al, 2007) qui est un des points faibles des reconstitutions basées sur la seule largeur des cernes. Il permet en outre d'améliorer le calage chronologique de certains enregistrements par leur comparaison avec une échelle dendrochronologique calendaire (*e.g.* Nicolussi et al, 2011). De telles analyses pourraient être envisagées sur les séries de *Pinus cembra*, espèce peu adaptée à la mesure de la densité du bois final (Bircher, 1986).

- Enfin, d'autres analyses que l'étude du climat sont possibles à partir des séries de cernes, comme par exemple l'étude des polluants. Des pollutions pré-industrielles au plomb distantes et/ou locales, qui ont résulté d'une activité minière romaine et médiévale, ont été mises en évidence dans les Alpes du nord par l'étude des sédiments lacustres (Arnaud et al, 2005b). Les cernes d'arbres sont également utilisés pour étudier ce type de pollution sur la période récente (*e.g.* Novak et al, 2010), même si une des limites de l'approche tient à la translocation radiale des éléments chimiques dans le xylème (Watmough, 1999) – le plomb étant toutefois peu mobile et le bois des conifères moins sujet à cette migration. Le potentiel de cette archive est lié à la distance à la source, il est donc possible qu'une pollution locale qui a affecté la haute vallée de l'Arve vers 200 AD (Arnaud et al, 2005b) ait été enregistrée par les arbres du massif du Mont Blanc ; leur étude permettrait de confirmer la chronologie et la source (concentration et rapport isotopique) de cette pollution antique.

2) Une étude plus poussée de la **sédimentologie des moraines latérales** est nécessaire pour mieux comprendre les processus de dépôt et permettre une interprétation plus fine des datations obtenues. L'analyse de l'évolution de ces formes glaciaires remarquables est également souhaitable car peu de travaux ont porté sur les rythmes de l'érosion paraglaciale dans ce type de contexte (*e.g.* Curry et al, 2006). Un suivi diachronique utilisant des techniques de topographie à haute résolution (*e.g.* laserscan terrestre) permettrait de contraindre le taux d'érosion des moraines et d'évaluer leur persistance à l'échelle séculaire, notamment lors des périodes de retrait marqué. En effet, malgré de récentes avancées dans la compréhension des faciès et des types de dépôts associés (Lukas et al, 2012), un modèle de construction et d'évolution de ces formes à l'échelle du Néoglaciale reste à formaliser. Une extension des travaux à d'autres marges proglaciaires qui présentent également des complexes morainiques holocènes remarquables, notamment dans le massif de la Vanoise, serait souhaitable.

3) Les variations glaciaires du **début de l'Holocène** restent très mal contraintes. Nous avons identifié par photo-interprétation de nombreux cordons potentiellement contemporains des stades datés dans le massif de Belledonne dans plusieurs autres massifs désenglacés – ou en voie de désenglacement – à l'heure actuelle, mais qui possédaient des petits glaciers ou des glacierets au PAG (*e.g.* Beaufortin, Lauzière, Mercantour). Le potentiel de préservation de ces formes glaciaires est en effet plus important dans ces massifs que dans ceux qui présentent encore un englacement important à l'heure actuelle (*e.g.* Pallàs et al, 2010).

Une cartographie détaillée de ces héritages morainiques proches des cirques permettant le calcul des ΔLEG , ainsi que leur **datation cosmogénique** (^{10}Be) systématique, permettraient de mieux contraindre les différentes avancées qui ont marqué la transition Tardiglaciaire/Holocène, tout en identifiant des variations spatiales pouvant être interprétées d'un point de vue paléoclimatique (Carr et al, 2010 ; Schindelwig, 2010). Il a en effet été montré dans les Alpes orientales que les dépressions de la ligne d'équilibre des stades tardiglaciaires étaient en relation avec la position des sites par rapport à la circulation zonale, et que ces valeurs pouvaient être utilisées pour reconstituer des paléo-

précipitations (Kerschner et al, 2000 ; Kerschner, 2005 ; Kerschner et Ivy-Ochs, 2008).

4) Enfin, deux approches complémentaires de celles utilisées dans le cadre de ce travail ont prouvé leur intérêt pour le développement de chronologies glaciaires dans d'autres régions.

- L'étude des **sédiments lacustres** est prometteuse du fait d'un enregistrement continu et potentiellement à haute résolution. Elle apporterait une base de comparaison aux chronologies terrestres développées ici. Néanmoins, les sites propices à l'enregistrement de l'activité glaciaire sur l'ensemble de l'Holocène ou sur le Néoglaciale sont rares dans les Alpes françaises (thèse à venir au laboratoire EDYTEM intégrant l'étude de lacs en position proglaciaire dans le massif des Ecrins, notamment le lac de la Muzelle).
- L'utilisation de l'**OSL** pour dater des moraines reste encore confidentielle du fait des problèmes méthodologiques associés au signal de luminescence des sédiments glaciaires (Fuchs et Owen, 2008 ; Swift et al 2011) et des marges d'erreur importante sur l'Holocène. Il serait donc intéressant de comparer ce signal, obtenu sur des sédiments d'origine glaciaire, fluvioglaciaire (voire éolienne), échantillonnés dans des moraines, avec une contrainte chronologique indépendante robuste (^{14}C ou dendrochronologie) obtenue sur le même site, pour évaluer cette méthode dans un contexte de moraine latérale alpine composite.

Références Bibliographiques

A

- Aeschlimann H., 1983. *Zur Gletschergeschichte des italienischen Mont Blanc Gebietes : Val Veni - Val Ferret - Rutor*. Thèse de Doctorat, Université de Zürich, 106 p.
- Aguilera M., Ferrio J.P., Araus J.L., Tarrús J., Voltas J., 2011. Climate at the onset of western Mediterranean agriculture expansion: Evidence from stable isotopes of sub-fossil oak tree rings in Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 299, 541-551.
- Allan Green T. G., Brabyn L., Beard C., Sancho L.G., 2011. Extremely low lichen growth rates in Taylor Valley, Dry Valleys, continental Antarctica. *Polar Biology* 35, 535.
- Alley R.B., 2000. The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. *Quaternary Science Reviews* 19, 213-226.
- Alley R.B., Agustsdottir A.M., 2005. The 8k event: Cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews* 24, 1123-1149.
- Alley R.B., Mayewski P.A., Sowers T., Stuiver M., Taylor K.C., Clark P.U., 1997. Holocene climatic instability: a prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology* 25, 6, 483-486.
- Allix A., Benevent E., Blanchard R., Flusin G., Gignoux M., Jacob C., 1927. Observations glaciologiques faites en Dauphiné jusqu'en 1924, récapitulées et partiellement éditées. *Études Glaciologiques*, tome 6, Ministère de l'Agriculture, 1-141.
- Allix A., 1929. *Un pays de haute montagne : l'Oisans, étude géographique*. A. Collin, Paris, 915 p.
- André M-F. 2002. Rates of postglacial rock weathering on glacially scoured outcrops (Abisko-Riksgransen Area, 68-N). *Geografiska Annaler* 84 A, 139-150.
- Andrews J. T., 2000. Dating Glacial events and correlation to global climate change, In Noller J.S., Sowers J.M., Lettis W.R. (Eds.), *Quaternary Geochronology: Methods and Applications*, AGU Ref. Shelf, vol. 4, 447-455.
- Anfodillo T., Rento S., Carraro V., Furlanetto L., Urbinati C., Carrer M., 1998. Tree water relations and climatic variations at the alpine timberline: seasonal changes of sap flux and xylem water potential in *Larix decidua* Miller, *Picea abies* (L.) Karst. and *Pinus cembra* L. *Ann. For. Sci.* 55, 159-172.
- Aplin P.S., Hill D.J., 1979. Growth analysis of circular lichen thalli. *J. Theor. Biol.* 78, 347-363.
- Applegate P.J., Urban N.M., Laabs B.J.C., Keller K., Alley R.B., 2010. Modeling the statistical distributions of cosmogenic exposure dates from moraines. *Geoscientific Model Development* 3, 293-307.
- Applegate P.J., Urban N.M., Keller K., Lowell T.V., Laabs B.J.C., Kelly M.A., Alley R.B., 2012. Improved moraine age interpretations through explicit matching of geomorphic process models to cosmogenic nuclide measurements from single landforms. *Quaternary Research* 77, 2, 293-304.
- Armando E., Charrier G., Peretti L., Piovano G., 1975. Ricerche sull' evoluzione del clima e dell' ambiente durante il Quaternario nel settore delle Alpi Occidentali Italiane. *Bollettino del Comitato Glaciologico Italiano* 23, 7-25.
- Armstrong R.A., 2002. The effect of rock surface aspect on growth, size structure and competition in the lichen *Rhizocarpon geographicum*. *Environmental and Experimental Botany* 48, 187-194.
- Armstrong R.A., 2005. Growth curves of four crustose lichens. *Symbiosis*, 38, 45-57.
- Armstrong, R.A., 2006. Seasonal growth of the crustose lichen *Rhizocarpon geographicum* (L.) DC. in South Gwynedd, Wales. *Symbiosis*, 41, 97-102.
- Armstrong R.A., 2011. The biology of the crustose lichen *Rhizocarpon geographicum*. *Symbiosis* 55, 2, 53-67.
- Armstrong R.A., Bradwell T., 2001. Variation in hypothallus width and the growth of the lichen *Rhizocarpon geographicum* (L.) DC. *Symbiosis* 30, 317-328.

- Armstrong R.A., Welch A.R., 2007. Competition in lichen communities. *Symbiosis* 43, 1-12.
- Armstrong R.A., Bradwell T., 2010. Growth of crustose lichens : a review. *Geografiska Annaler* 92 A, 1, 3–17.
- Arnaud F., Revel M., Chapron E., Desmet M., Tribouvillard N., 2005a. 7200 years of Rhône river flooding activity in Lake Le Bourget, France: a high-resolution sediment record of NW Alps hydrology. *The Holocene* 15, 3, 420-428.
- Arnaud F., Serralongue J., Winiarski T., Desmet M., Paterne M., 2005b. Pollution au plomb dans la Savoie antique (II–IIIe s. apr. J.-C.) en relation avec une installation métallurgique de la cité de Vienne. *C. R. Geoscience* 338, 244-252.
- Arnaud F., Wessels M., Chapron E., Revel-Rolland M., Desmet M., 2008. Signaux terrigènes dans les grands lacs subalpins, un marqueur régional à haute résolution des conditions paléohydrologiques ? *Collection EDYTEM* 6, 77-88.
- Arnold M., Merchel S., Bourlès D., Braucher R., Benedetti L., Finkel R.C., Aumaître G., Gott dang A., Klein M., 2010. The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: Improved performance and developments. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 268, 1954–1959.
- Asta J., Letrouit-Galinou M-A., 1995. Observations on the early growth of *Rhizocarpon geographicum* thalli. *Herzogia* 11, 239-252.
- Asta J., Letrouit M-A, Wagner J., 1989. Colonisation de quartzites en milieu alpin par *Rhizocarpon geographicum* (L.) DC. (lichen crustace saxicole). 1. Les différents modes de développement du thalle. *Travaux scientifiques du Parc national de la Vanoise* 17, 63-88.
- Auer I, Böhm R, Jurkovic A, Orlik A, Potzmann R, Schöner W, Ungersböck M, Brunetti M, Nanni T, Maugeri M, Briffa K, Jones P, Efthymiadis D, Mestre O, Moisselin JM, Begert M, Brazdil R, Bochnicek O, Cegnar T, Gajic-Capka M, Zaninovic K, Majstorovic Z, Szalai S, Szentimrey T, Mercalli L. 2005. A new instrumental precipitation dataset for the Greater Alpine Region for the period 1800–2002. *International Journal of Climatology* 25, 139–166.
- Auer I., Böhm R., Jurkovi A., Lipa W., Orlik A., Potzmann R., Schöner W., Ungersböck M., Matulla C., Briffa K., Jones P., Efthymiadis D., Brunetti M., Nanni T., Maugeri M., Mercalli L., Mestre O., Moisselin J.-M., Begert M., Müller- Westermeier G., Kveton V., Bochnicek O., Stastny P., Lapin M., Szalai S., Szentimrey T., Cegnar T., Dolinar M., Gajic-Capka M., Zaninovic K., Majstorovic Z., Nieplova E. 2007. HISTALP - historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. *Int. J. Climatol.* 27, 17–46.

B

- Bahr D.B., Pfeffer W.T., Sassolas C., Meier M.F. 1998. Response time of glacier as a function of size and mass balance: (1) Theory. *J. Geophys. Res.* 103, 9777-9782.
- Baillie M.G.L., 1982. *Tree-ring dating and archaeology*. Croom Helm, Londres, 271 p.
- Baillie M.G.L., 1995. *A Slice Through Time: dendrochronology and precision dating*. London, Routledge, 176 p.
- Baillie, M. G. L. 1994. Dendrochronology raises questions about the nature of the AD 536 dust-veil event. *The Holocene* 4, 2, 212–217.
- Baillie M.G.L., 2008. Proposed re-dating of the European ice core chronology by seven years prior to the 7th century AD. *Geophysical Research Letters*. 35, L15813, doi:10.1029/2008GL034755.
- Baillie M.G.L., Pilcher J.R., 1973. A simple cross-dating program for tree-ring research. *Tree-ring Bulletin* 33, 7-14.

- Baillie M.G.L., Munro M.A.R., 1988. Irish tree rings, Santorini and volcanic dust veils. *Nature* 332, 344-346.
- Bakke B., Dahl S.O., Paasche Ø., Løvlie R., Nesje A., 2005. Glacier fluctuations, equilibrium-line altitudes and palaeoclimate in Lyngen, northern Norway, during the Lateglacial and Holocene. *The Holocene* 15, 4, 518-540.
- Balco G., 2006. Converting Al and Be Isotope Ratio Measurements to Nuclide Concentrations in Quartz. Cosmogenic Nuclide Lab, University of Washington. <http://hess.ess.washington.edu>.
- Balco G., 2011. Contributions and unrealized potential contributions of cosmogenic-nuclide exposure dating to glacier chronology, 1990-2010. *Quaternary Science Reviews* 30, 3-27.
- Balco G., Stone J.O., Lifton N.A., Dunai T.J., 2008. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. *Quaternary Geochronology* 3, 174-195.
- Balco G., Briner J., Finkel R.C., Rayburn J., Ridge J.C., Schaefer J.M., 2009. Regional beryllium-10 production rate calibration for late-glacial northeastern North America. *Quaternary Geochronology* 4, 93-107.
- Bale R.J., Robertson I., Salzer M.W., Loader N.J., Leavitt S.W., Gagen M., Harlan T.P., McCarroll D., 2011. An annually resolved bristlecone pine carbon isotope chronology for the last millennium. *Quaternary Research* 76, 1, 22-29.
- Ballantyne C.K., 2002. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews* 21, 1935-2017.
- Ballantyne C.K., 2007. Loch Lomond Stadial glaciers in North Harris, Outer Hebrides, North-West Scotland: glacier reconstruction and palaeoclimatic implications. *Quaternary Science Reviews* 26, 3134-3149.
- Barber D.C., Dyke A., Hillaire-Marcel C., Jennings A.E., Andrews J.T., Kerwin M.W., Bilodeau G., McNeely R., Southon J., Morehead M.D., Gagnon J.-M., 1999. Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature* 400 (6742), 344-348.
- Barbier R., Barf  ty J.C., Bordet P., 1976. Notice de la carte géologique de la France    1/50 000  , feuille 798 (La Grave).
- Bard E., Raisbeck G., Yiou F., Jouzel J. 2000. Solar irradiance during the last 1200 yr based on cosmogenic nuclides. *Tellus B* 52, 985-992.
- Bard E., Raisbeck G., Yiou F., Jouzel J. 2007. Comment on « Solar activity during the last 1000 yr inferred from radionuclide records » by Muscheler et al. (2007). *Quaternary Science Reviews* 26, 2301-2308.
- Barf  ty J.C., Barbier R., Bordet P., M  loux J., Mouterde R., Vatin-Pérignon N. 1977. Notice de la carte géologique de la France    1/50 000  , feuille 774 (Saint Jean de Maurienne).
- Barf  ty J.C., Pêcher A., 1984. Notice de la carte géologique de la France    1/50 000  , feuille 822 (Saint Christophe en Oisans).
- Barnola J.M., Pimienta P., Raynaud D., Korotkevich Y.S., 1991. CO₂ climate relationship as deduced from the Vostok ice core : a re-examination based on new measurements and on a re-evaluation of the air dating. *Tellus* 43B, 83-90.
- Baroni C., Carton A., 1990a. Variazioni oloceniche della Vedretta della Lobbia (Gruppo dell'Adamello, Alpi centrali). *Geogr. Fis. Dinam. Quat.* 13, 105-119.
- Baroni C., Carton A., 1990b. Variazioni glaziali oloceniche nel gruppo del M. Adamello. *Mem. Soc. Geol. It.* 45, 877-882.
- Baroni C., Carton A. 1991. Vedretta di Pisgrana (Gruppo dell'Adamello). Geomorfologia e variazioni oloceniche della fronte. *Natura Bresciana* 26, 109-115.
- Baroni C., Orombelli G., 1996. The Alpine 'Iceman' and Holocene climatic change. *Quaternary Research* 46, 78-83.
- Beaulieu J.-L. de, Jorda, M., 1977. Tardiglaciaire et Postglaciaire des Alpes-de-Haute-Provence. Le glaciaire de la montagne de la Blanche-Trois Ev  ch  s. *Bull. A.F.E.Q.* 3, 3-15.

- Beer J., Vonmoos M., Müsseler R. 2006. Solar variability over the past several millennia. *Space Sci. Rev.* 125, 67–79.
- Belingard C., 1996. *Etude dendroécologique de la dynamique de la limite supérieure de la forêt dans les Alpes du sud en relation avec les facteurs climatique et anthropique*. Thèse de doctorat, spécialité écologie, Université Aix-Marseille III, 103 p.
- Bellwald W., 1992. Drei spätneolithisch/frühbronzezeitliche Pfeilbogen aus dem Gletschereis am Lötschenpass. *Archäologie der Schweiz* 15, 166–171.
- Benedict J.B., 1988. Techniques in lichenometry : identifying the yellow rhizocarpons. *Arctic and Alpine Research* 20, 3, 285–291.
- Benedict J.B., 1990a. Lichen mortality due to late lying snow: results of a transplant study. *Arctic and Alpine Research* 22, 81–89.
- Benedict J.B., 1990b. Experiments on lichen growth. I. Seasonal patterns and environmental controls. *Arctic and Alpine Research* 22, 244–254.
- Benedict J.B., 1991. Experiments on lichen growth II. Effects of a seasonal snow cover. *Arct Alp Res* 23, 189–199.
- Benedict J.B., 1993. A 2000-year lichen-snowkill chronology for the Colorado Front Range, U.S.A. *The Holocene* 3, 27–33.
- Benedict J.B., 2008. Experiments on lichen growth, III. The shape of the age-size curve. *Arctic, Antarctic and Alpine Research* 40, 1, 15–26.
- Benedict J.B., Benedict R.J., Lee C.M., Staley D.M., 2008. Spruce trees from a melting ice patch: evidence for Holocene climatic change in the Colorado Rocky Mountains, USA. *The Holocene* 18, 7, 1067–1076.
- Benn D.I., Gemmell A.M.D., 1997. Calculating equilibrium-line altitudes of former glaciers by the balance ratio method: a new computer spreadsheet. *Glacial Geology and Geomorphology*, <http://ggg.qub.ac.uk/ggg/>
- Benn D.I., Lehmkuhl F., 2000. Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high mountain environments. *Quaternary International* 65/66, 15–29.
- Benn D.I., Evans D.J.A., 2010. *Glaciers and Glaciation*. Second edition, Hodder Education, Abingdon, United Kingdom.
- Benn D.I., Kirkbride M.P., Owen L.A., Brazier V., 2005. Glaciated valley landsystems. In Evans D.J.A. (Ed.), *Glacial Landsystems*. Arnold, London, 372–406.
- Bennike O., 2004. Holocene sea-ice variations in Greenland: onshore evidence. *The Holocene* 14, 607–613.
- Benson L., Madole R., Kubik P., McDonald R., 2007. Surface-exposure ages of Front Range moraines that may have formed during the Younger Dryas, 8.2 cal ka, and Little Ice Age events. *Quaternary Science Reviews* 26, 1638–1649.
- Berger A.L., 1978. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. *J. Atmos. Sci.* 35, 2363–2367.
- Berthel N., Schwörer C., Tinner W., 2012. Impact of Holocene climate changes on alpine and treeline vegetation at Sanetsch Pass, Bernese Alps, Switzerland. *Review of Palaeobotany and Palynology* 174, 91–100
- Berthier E., Arnaud Y., Baratoux D., Vincent C., Rémy F., 2004. Recent rapid thinning of the Mer de Glace glacier derived from satellite optical images. *Geophys. Res. Lett.* 31, 17, L17401 (doi: 10.1029/2004GL020706).
- Berthier E., Vincent C., 2012. Relative contribution of surface mass-balance and ice-flux changes to the accelerated thinning of Mer de Glace, French Alps, over 1979–2008. *Journal of Glaciology* 58, 209.
- Beschel R.E. 1961. Dating rock surfaces by lichen growth and its application to glaciology and physiography (lichenometry). In Raasch, G.O. (ed.) *Geology of the Arctic*, vol. 2, University of Toronto Press, 1044–1062.
- Bezing A., 1976. Troncs fossiles morainiques et climat de la période holocène en Europe. *Bulletin de la*

- Murithienne, 93, 93-111.
- Bezinge A., Vivian R. 1976. Bilan de la section de glaciologie de la société Hydrotechnique de France : sites sous glaciaires et climat de la période holocène en Europe. *La Houille Blanche* 6-7, 441-459.
- Bickerton R.W., Matthews J.A., 1992. On the accuracy of lichenometric dates: an assessment based on the 'Little Ice Age' moraine sequence of Nigardsbreen, southern Norway. *The Holocene* 2, 3, 227-237.
- Billamboz A., 2003. Tree-rings and wetland occupation in Southwest Germany between 2000 and 500 BC: dendroarcheology beyond dating in tribute to F.H. Schweingruber. *Tree-Ring Research* 59, 1, 37-49.
- Billamboz A., 2008. Dealing with heteroconnections and short tree-ring series at different levels of dating in the dendrochronology of the Southwest German pile-dwellings. *Dendrochronologia* 26, 145-155.
- Biondi F., 1997. Evolutionary and moving response functions in dendroclimatology. *Dendrochronologia* 15, 139-150.
- Biondi F., Waikul K., 2004. Dendroclim2002: A C++ program for statistical calibration of climate signals in tree ring chronology. *Computers and Geosciences* 30, 303-311.
- Bircher W., 1982. Zur Gletscher- und Klimageschichte des Saastales. *Physische Geographie* 9, Zürich, 233 p.
- Bircher W., 1986. Dendrochronology applied in mountain regions. In Berglund B.E.(Ed.) Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology, Chichester, John Wiley and Sons, 387-403.
- Björk S, Rundgren M, Ingolfsson O, Funder S., 1997. The preboreal oscillation around the Nordic seas: Terrestrial and lacustrine responses. *Journal of Quaternary Science* 12, 455-465.
- Blarquez O, Carcaillet C, Bremond L, Mourier B., Radakovitch O., 2010. Trees in the subalpine belt since 11 700 cal. BP: Origin, expansion and alteration of the modern forest. *The Holocene* 20, 139-146.
- Bless R., 1984. Beiträge zur Spät- und Post- glazialen Geschichte der Gletscher im Nordöstlichen Mont Blanc Gebiet. *Physische Geographie*, 15, Zürich.
- Blijenberg H., 1998. *Rolling stones. Triggering and frequency of hillslope debris flows in the Bachelard Valley, Southern French Alps*. Thèse Doctorat, Université Utrecht, 223 pp.
- Boch R., Spötl C., 2011. Reconstructing palaeoprecipitation from an active cave flowstone. *Journal of Quaternary Science* 26, 7, 675-687.
- Böhlert R, Egli M, Maisch M, Brandova D., Ivy-Ochs S., Kubik P.W., Haeberli W. 2010. Application of a combination of dating techniques to reconstruct the Lateglacial and early Holocene landscape history of the Albula region (eastern Switzerland). *Geomorphology* 127, 1-2, 1-13.
- Böhm R, Auer I, Brunetti M, Maugeri M, Nanni T, Schöner W. 2001. Regional temperature variability in the European Alps 1760-1998 from homogenized instrumental time series. *International Journal of Climatology* 21, 1779-1801.
- Böhm R., 2004. Systematische Rekonstruktion von zweieinhalb Jahrhunderten instrumentellem Klima in der größeren Alpenregion – ein Statusbericht. In Gamerith, W. Messerli, P. Meusburger, P. Wanner, H. (Eds.), *Alpenwelt – Gebirgswelten. Inseln, Brücken, Grenzen. Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen zum 54. Deutschen Geographentag, Bern, 28.9. - 4.10.2003*. Heidelberg, 121-131.
- Bolius D., 2006, *Paleo climate reconstruction based on ice cores from the Andes and the Alps*, Dissertation, Universität Bern.
- Bonani G., Ivy S.D., Hajdas I., Niklaus T.R., Suter M., 1994. AMS ¹⁴C age determinations of tissue, bone and grass samples from the Ötztal Ice Man. *Radiocarbon* 36, 247-250.
- Bonaparte R., 1891. Les variations périodiques des glaciers français. *Annuaire du C.A.F.*, 17^e et 18^e vol. 1890-191
- Bond, G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., deMenocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I., Bonani G., 1997. A pervasive millennial-scale cycle in the North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science* 294, 2130-2136.
- Bond G., Kromer B., Beer J., Muscheler R., Evans M.N., Showers W., Hoffmann S., Lotti-Bond R., Hajdas I.,

- Bonani I.G. 2001. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science* 294, 2130-2136.
- Bortenschlager S., 1970. Waldgrenz- und Klimaschwankungen im pollenanalytischen Bild des Gurgler Rotmooses. *Mitteilungen der Ostalpin-Dinarischen Gesellschaft für Vegetationskunde* 11, 19–26.
- Bortenschlager S. 1977. Ursachen und Ausmass postglazialer Waldgrenzschwankungen in den Ostalpen. In Frenzel B. (Ed.) *Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa. Erdwissenschaftliche Forschung* 13, 260–66.
- Bortenschlager S., 1984. Beiträge zur Vegetationsgeschichte Tirols. I. Immeres Otztal und unteres Inntal. *Ber Nat Med Ver Innsbruck* 71, 19-56.
- Bortenschlager S., 2000. The Iceman's environment. In Bortenschlager S., Oeggl K. (Eds.), *The Iceman and his natural environment. The Man in the Ice Vol. 4*, 11-24.
- Boulton G.S., Eyles N., 1979. Sedimentation by valley glaciers; a model and genetic classification. In Schlüchter C., (éd.) *Moraines and varves; origin, genesis, classification*, A.A. Balkema, Rotterdam, Netherlands, 11-23.
- Bourgeat S., 1990. Eboulements et écroulements dans le bassin versant du Vénéon (massif des Ecrins, Isère). *Revue de Géographie Alpine*, t. XXVIII, 1/2/3, 11–23.
- Brabyn L., Green A., Beard C., Seppelt R., 2005. GIS goes nano: Vegetation Studies in Victoria Land, Antarctica. *New Zealand Geographer* 61, 139-147.
- Bradley R.S., 2003. Climate forcing during the Holocene. In *Global Change in the Holocene*, Mackay A.W., Battarbee R.W., Birks H.J.B., Oldfield F. (Eds), Arnold, London, 10–19.
- Bradwell T., 2001. A new lichenometric dating curve for southeast Iceland. *Geografiska Annaler* 83A, 91–101.
- Bradwell T., 2004. Lichenometric dating in southeast Iceland - the *size-frequency* approach. *Geografiska Annaler* 86A, 1, 31-41.
- Bradwell T., 2010. Studies on the growth of *Rhizocarpon Geographicum* in NW Scotland, and some implications for lichenometry. *Geografiska Annaler* 92A, 1, 41-52.
- Bradwell T., Armstrong R.A., 2007. Growth rates of *Rhizocarpon geographicum* lichens: a review with new data from Iceland. *Journal of Quaternary Science* 22, 311–320.
- Braithwaite R.J., 1984. Can the mass balance of glacier be estimated from its equilibrium-line altitude? *Journal of Glaciology* 30, 106, 364-367.
- Braithwaite R. J., Raper S. C. B. 2009. Estimating equilibrium-line altitude (ELA) from glacier inventory data. *Annals of Glaciology* 50, 53, 127-132.
- Bräker O.U., 1981. Der Alterstrend bei Jahrringdichten und Jahrringbreiten von Nadelhölzern und sein Ausgleich. *Mitteilungen der Forstlichen Bundesversuchsanstalt*, Wien.142, 75–102.
- Brang P., 1988. Decline of Mountain Pine (*Pinus mugo sp. uncinata*) stands in the Swiss National Park – a dendrochronological approach. *Dendrochronologia* 6, 151–162.
- Braucher R, 1998. *Utilisation du ¹⁰Be cosmogénique produit in-situ pour l'étude de la dynamique des latérites en zones intertropicale*. Thèse de doctorat, Université Aix-Marseille III, 118 p.
- Braucher R., Brown E.T., Bourlès D.L., Colin F., 2003. In situ produced ¹⁰Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons. *Earth Planet. Sci. Lett.* 211, 251–258.
- Bray J.R., Struik G.J., 1963. Forest growth and glacial chronology in eastern British Columbia, and their relation to recent climatic trends. *Canadian Journal of Botany* 41, 1245-1271.
- Breitenmoser P., Beer J., Brönnimann S., Frank D., Steinhilber F., Wanner H., 2012. Solar and volcanic fingerprints in tree-ring chronologies over the past 2000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 313-314, 127-139.
- Briffa K.R., Cook E.R., 1990. Methods of response function analysis. In Cook E.R., Kairiukstis L.A., (eds)

- Methods of Dendrochronology . Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 240-248.
- Briffa K.R., Jones P.D., 1990. Basic chronology statistics and assessment. *In* Cook E.R., Kairiukstis L.A., (eds) Methods of dendrochronology. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 137-152.
- Briffa K.R., Jones P.D., Schweingruber F.H., Osborn T.J., 1998. Influence of volcanic eruptions on Northern Hemisphere summer temperatures over the past 600 years. *Nature* 393, 450-455.
- Briffa K.R., Osborn T.J., Schweingruber F.H. 2004. Largescale temperature inferences from tree rings: a review. *Global and Planetary Change* 40, 11–26.
- Brisset E., Guiter F., Miramont C., Arnaud F., Delhon C., Wilhelm B., Disnar J-R., Pailles C., 2012. Etude pluridisciplinaire de la séquence lacustre du Lac Petit (Mercantour, alt. 2200 m) : des dynamiques sédimentaires sous contrôle anthropique et climatique ? *Quaternaire*.
- Broecker W.S., Denton G.H., Edwards R.L., Cheng H., Alley R.B., Putnam A.E. 2010. Putting the Younger Dryas cold event into context. *Quaternary Science Reviews* 29, 1078-1081
- Bronk Ramsey C., van der Plicht J., Weninger B., 2001. „Wiggle matching“ radiocarbon dates. *Radiocarbon* 43, 2A, 381-389.
- Brown E.T., Edmond J.M., Raisbeck G.M., Yiou F., Kurz M.D., Brook E.J., 1991. Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in-situ produced ^{10}Be and ^{26}Al . *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 2269-2283.
- Brown P.M., Shepperd W.D., Mata S.A., McClain D.L., 1998. Longevity of windthrown logs in a subalpine forest of central Colorado. *Canadian Journal of Forest Research* 28, 932–36.
- Büntgen U, Tegel W., 2011. European tree-ring data and the Medieval Climate Anomaly. *PAGES* 19, 14-15.
- Büntgen U, Esper J, Schmidhalter M, Frank DC, Treydte K, Neuwirth B, Winiger M. 2004. Using recent and historical larch wood to build a 1300-year Valais-chronology. *TRACE*, 2, 85-92.
- Büntgen U., Esper J., Frank D. C., Nicolussi K., Schmidhalter M., 2005a. A 1052-year tree-ring proxy for Alpine summer temperatures. *Clim. Dyn.* 25, 141–153.
- Büntgen U., Esper J., Frank D.C., Treydte K., Schmidhalter M., Nicolussi K., Seifert M., 2005b. The effect of power transformation on RCS-evidence from three millennial-length alpine chronologies. *In* TRACE-Tree Rings in Archaeology, Climatology and Ecology. Forschungszentrums Jülich, Jülich, Germany, 141–149.
- Büntgen U., Frank D.C., Nievergelt D., Esper J., 2006. Summer temperature variations in the European Alps, A.D. 755-2004. *Journal of Climate* 19, 5606-5623.
- Büntgen U., Trouet V., Frank D., Leuschner H.H., Friedrichs D., Luterbacher J., Esper, J., 2010. Tree- ring indicators of German summer drought over the last millennium. *Quaternary Science Reviews* 29, 1005-1016.
- Büntgen U., Tegel W., Nicolussi K., McCormick M., Frank D., Trouet V., Kaplan J.O., Herzig F., Heussner K.U., Wanner H., Luterbacher J., Esper J., 2011. 2500 Years of European Climate Variability and Human Susceptibility. *Science* 331, 578-583.
- Burga C.A. 1988. Swiss vegetation history during the last 18 000 years. *New Phytologist* 110, 581-602.
- Butikofer J., 2007. *Millennial Scale Climate Variability During the Last 6000 Years -- Tracking Down the Bond Cycles*. Diploma thesis, University of Bern.

C

- Carr S.J., Lukas S., Mills S.C., 2010. Glacier reconstruction and mass-balance modelling as a geomorphic and palaeoclimatic tool. *Earth Surf. Process. Landforms* 35, 1103–1115.
- Carrer M., Urbinati C., 2004. Age-dependent tree ring growth responses to climate of *Larix decidua* and *Pinus cembra* in the Italian Alps. *Ecology* 85, 730-740.

- Carrer M., Anfodillo T., Urbinati C., Carraro V., 1998. High altitude forest sensitivity to global warming: results from long-term and short-term analyses in the Eastern Italian Alps. *In* Beniston M, Innes JL (eds) The impacts of climate variability on forests. Lecture notes in earth sciences, vol 74. Springer, Berlin, 171–189.
- Carrer M., Nola P., Edouard J-L., Motta R., Urbinati C., 2007. Regional variability of climate–growth relationships in *Pinus cembra* high elevation forests in the Alps. *J. Ecol.* 95, 1072–1083.
- Caseldine C, Baker A., 1998. Frequency distributions of *Rhizocarpon geographicum*, modelling, and climate variation in Trollaskagi, Northern Iceland. *Arct Alp Res* 30, 175–183.
- Castellano, E., Becagli, S., Hansson, M., Hutterli, M., Petit, J.R., Rampino, M.R., Severi, M., Steffensen, J.P., Traversi, R. and Udisti, R., 2005. Holocene volcanic history as recorded in the sulphate stratigraphy of the European Project for Ice Coring in Antarctica Dome C (EDC96) ice core. *J. Geophys. Res.*, 110, D06114, doi: 10.1029/2004JB005259.
- Chardon M., 1991. L'évolution tardiglaciaire et holocène des glaciers et de la végétation autour de l'Alpe d'Huez. *Rev. Géog. Alp.* 67, 1, 407–422.
- Charrier G., Peretti L., 1975. Analisi palinologica e datazione radiometrica ^{14}C di depositi torbosi intermorenici della regione alpina piemontese, applicate allo studio del clima e dell' ambiente durante il Quaternario superiore. *Bollettino del Comitato Glaciologico Italiano* 23, 51–66.
- Chueca J., Julián A., 2004. Relationship between solar radiation and the development and morphology of small cirque glaciers (Maladeta mountain massif, central Pyrenees, Spain). *Geografiska Annaler* 85 A, 1, 81–89.
- Clague J.J., Menounos B., Osborn G., Luckman B.H., Koch J. 2009. Nomenclature and resolution in Holocene glacial chronologies. *Quaternary Science Reviews* 28, 2231–2238.
- Clauzade G., Roux C. 1985. Likenoj de Okcidenta Eŭropo. Ilustrita determinlibro. *Bulletin de la Société Botanique du Centre-Ouest*. Nouvelle série - Numéro Spécial 7, 1–893.
- Clayden S.R., 1997. Intraspecific interactions and parasitism in an association of *Rhizocarpon lecanorinum* and *R. geographicum*. *Lichenologist* 29, 6, 533–545.
- Clayden S.R., Pentecost A., Dawson R.J.M., 2004, Growth of the lichen *Rhizocarpon lecanorinum*, with comments on Aplin-Hill and lichenometric curves. *Symbiosis* 37, 379–394.
- Colas A., 2000. *Recherches géomorphologiques en Vallouise*. Thèse de Doctorat Université de Lille 1, 291 p.
- Cook E. R., 1985. *A time series analysis approach to tree-ring standardization*. Ph.D. thesis, University of Arizona.
- Cook E.R., 2002. Turbo Arstan software: version 36. Tree-ring laboratory, Lamont-Doherty Earth Observatory, Palisades, NY.
- Cook E.R., R.L. Holmes 1986. User manual for program Arstan. *In* R.L. Holmes, R.K. Adams and H.C. Fritts (Eds.) *Tree-ring chronologies of western North America, California, eastern Oregon and northern Great Basin*, Chronology series IV. University of Arizona.
- Cook E.R., Peters K., 1997. Calculating unbiased tree-ring indices for the study of climatic and environmental change. *The Holocene* 7, 3, 361–370.
- Cook E.R., Briffa K., Shiyatov S., Mazepa V., 1990. Tree ring standardization and growth-trend estimation. *In* Cook E.R., Kairiukstis L.A., (eds) *Methods of dendrochronology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 104–123.
- Corbel J., Le Roy Ladurie E., 1963. Datation au ^{14}C d'une moraine du Mont Blanc. *Revue de Géographie Alpine* 51, 1, 173–175.
- Corona C, Edouard J.L., Guibal F., Guiot J., Bernard S., Thomas A., Denelle N., 2010a. Long-term summer (751–2008) temperature fluctuation in the French Alps based on tree-ring data. *Boreas* 40, 2, 351–366.
- Corona C., Guiot J., Edouard J.L., Chalié F., Büntgen U., Nola P., Urbinati C., 2010b. Millennium-long summer

- temperature variations in the European Alps as reconstructed from tree rings. *Climate of the Past* 6, 379-400.
- Corona C., Lopez Saez J., Stoffel M., Bonnefoy M., Richard D., Astrade L., Berger F., 2012. How much of the real avalanche activity can be captured with tree rings? An evaluation of classic dendrogeomorphic approaches and comparison with historical archives. *Cold Science Region and Technology*, doi:10.1016/j.coldregions.2012.01.003.
- Cossart E., 2005. *Evolution géomorphologique du haut bassin durancien (Alpes du Sud, France) depuis la dernière glaciation. Contribution à la compréhension du fonctionnement du système paraglaciale*. Thèse de doctorat Université Paris-Diderot.
- Cossart E., Fort M., Jomelli V., Grancher D., 2006. Les variations glaciaires en Haute Durance (Briançonnais, Hautes-Alpes) depuis la fin du XIX^e siècle : mise au point d'après les documents d'archives et la lichénométrie. *Quaternaire* 17, 1, 75-92.
- Cossart E., Fort M., Bourles D., Carcaillet J., Perrier R., Siame L., Braucher R., 2010. Climatic significance of glacier retreat and rockglaciers re-assessed in the light of cosmogenic dating and weathering rind thickness in Clarée valley (Briançonnais, French Alps). *Catena* 80, 3, 204-219.
- Cossart E., Bourlès D., Braucher R., Carcaillet J., Fort M., Siame L., 2011. L'englacement du haut bassin durancien (Alpes françaises du sud) du Dernier Maximum Glaciaire à l'Holocène : synthèse chronologique. *Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement* 2, 5-32.
- Cossart E., Fort M., Bourles D., Carcaillet J., Perrier R., Siame L., Braucher R., 2012. Glacier variations during the transition between Late-Glacial and Holocene periods : new insights from the Upper Durance catchment (Southern French Alps). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 315-316, 109-123.
- Cottéreau E., Arnold M., Moreau C., Baqué D., Bavay D., Caffy I., Comby C., Dumoulin J-P., Hain S., Perron M., Salomon J., Setti V., 2007. Artemis, the new ¹⁴C AMS at LMC14 in Saclay, France. *Radiocarbon* 49, 291-299.
- Coûteaux M., 1983. La déglaciation du vallon de la Lavey (Vallée du Vénéon, massif des Ecrins, Isère), S.H.F., Section de Glaciologie, compte-rendu de la séance de Grenoble (Mars 1983), 1-13.
- Coûteaux M., Edouard J.L. 1987. La déglaciation du site du lac des Bèches (Massif des Ecrins), Etude pollenanalytique et glacio-morphologique, *R.G.A.*, t LXXV, 1, 63-77.
- Coutterand S., 2010. *Etude géomorphologique des flux glaciaires dans les Alpes nord-occidentales au Pléistocène récent, du maximum de la dernière glaciation aux premières étapes de la déglaciation*. Thèse de doctorat, Université de Savoie, 468 p.
- Crowley T.J., 2000. Causes of climate change over the past 1000 years. *Science* 289, 270-277.
- Crowley T.J., Zielinski G., Vinther B., Udisti R., Kreutz K., Cole-Dai J., Castellano E., 2008. Volcanism and the Little Ice Age. *PAGES Newsletter* 16, 22-23.
- Curry A.M., Cleasby V., Zukowskyj P., 2006. Paraglacial response of steep, sediment-mantled slopes to post-'Little Ice Age' glacier recession in the central Swiss Alps. *Journal of Quaternary Science* 21, 3, 211-225.
- Curry A.M., Sands T.B., Porter P.R., 2009. Geotechnical controls on a steep lateral moraine undergoing paraglacial slope adjustment. In Knight J., Harrison S. (Eds). *Periglacial and Paraglacial Processes and Environments, Geological Society Special Publication* 320, 1, 181-197.

D

- Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gunderstrup N.S., Hammer C.U., Steffensen J.P., Sveinbjörnsdottir A., Jouzel J., Bond G., 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* 364, 218-220.
- Dahl S.O., Bakke J., Lie Ø., Nesje A. 2003. Reconstruction of former glacier equilibrium-line altitudes based on proglacial sites: an evaluation of approaches and selection of sites. *Quaternary Science Reviews* 22, 275-87.
- D'Arrigo, R., Frank, D., Jacoby, G., Pederson, N., 2001. Spatial response to major volcanic events in or about AD 536, 934 and 1258: frost rings and other dendrochronological evidence from Mongolia and Northern Siberia: comment on R.B. Stothers, "Volcanic dry fogs, climate cooling, and plague pandemics in Europe and the Middle East" (Climatic Change, 42, 1999). *Clim. Change* 49, 239-246.
- D'Arrigo R.D., Kaufmann R.K., Davi N., Jacoby G.C., Laskowski C., Myneni R.B., Cherubini P., 2004. Thresholds for warming-induced growth decline at elevational tree line in the Yukon Territory, Canada. *Global Biogeochemical Cycles* 18 article GB3021, doi:10.1029/2004GB002249.
- D'Arrigo R., Wilson R., Liepert B., Cherubini P., 2008. On the 'divergence problem' in Northern forests: a review of the tree-ring evidence and possible causes. *Global and Planetary Change* 60, 289-305.
- Daux V., Edouard J.L., Masson-Delmotte V., Stievenard M., Hoffmann G., Pierre M., Mestre O., Danis P.A., Guibal F., 2011. Can climate variations be inferred from tree-ring parameters and stable isotopes from *Larix decidua*? Juvenile effects, budmoth outbreaks, and divergence issues. *EPSL* 309, 221-233.
- David F., 1995. Vegetation dynamics in the northern French Alps. *Historical Biology* 9, 91-106.
- David F., 1997. Holocene tree limit history in the northern French Alps stomata and pollen evidence. *Review of Paleobotany and Palynology* 97, 3-4, 227-237.
- David F. 2010. An example of the consequences of human activities on the evolution of subalpine landscapes. *Comptes Rendus Palevol.* 9, 5, 229-235.
- Davis B.A.S., Brewer S., Stevenson A.C., Guiot J. & Data Contributors., 2003. The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary Science Reviews* 22, 1701-1716.
- Debret M., 2008. *Caractérisation de la variabilité climatique Holocène à partir de séries continentales, marines et glaciaires*. Thèse Université Joseph Fourier, 299 p.
- Debret M., Bout-Roumazeilles V., Grousset F., Desmet M., McManus J.F., Massei N., Sebag D., Petit J.R., Copard Y., Trenteseaux A., 2007. The origin of the 1500-year climate cycles in Holocene North-Atlantic records. *Climate of the Past* 3, 569-575.
- Debret M., Sebag D., Crosta X., Massei N., Petit JR., Chapron E., Bout-Roumazeilles V., 2009. Evidence from wavelet analysis for a mid-Holocene transition in global climate forcing. *Quaternary Sciences Review* 28 (25/26), 2675-2688.
- Debret M., Chapron E., Desmet M., Rolland-Revel M., Magand O., Trentseaux A., Bout-Roumazeille V., Nomade J., Arnaud F., 2010. North western Alps Holocene paleohydrology recorded by flooding activity in Lake Le Bourget, France and their relations with Mont-Blanc glacier fluctuations. *Quaternary Science Reviews* 29, 2185-2200.
- Deflorio G., Hein S., Fink S., Spiecker H., Schwarze F.W.M.R., 2005. The application of wood decay fungi to enhance annual ring detection in three diffuse-porous hardwoods. *Dendrochronologia* 22, 123-130
- Deline P., 1997. *Les variations Holocènes récentes du Glacier du Miage (Val Veny); contribution à la prévision du risque glaciaire*. Mémoire de DEA, Université de Savoie.
- Deline P., 1999. Les variations holocènes récentes du glacier du Miage (Val Veny, Val d'Aoste). *Quaternaire* 10, 1, 5-13.

- Deline P., 2002. *Etude géomorphologique des interactions entre écroulements rocheux et glaciers dans la haute montagne alpine: le versant sud-est du massif du Mont Blanc (Vallée d'Aoste, Italie)*. Thèse de doctorat, Université de Savoie, 365 p.
- Deline P., 2005. Change in surface debris cover on Mont Blanc massif glaciers after the 'Little Ice Age' termination. *The Holocene* 15, 2, 302-309.
- Deline P., 2009. Interactions between rock avalanches and glaciers in the Mont Blanc massif during the late Holocene. *Quaternary Science Reviews* 28, 1070-1083.
- Deline P., 2011. Influences of rock avalanches on glacier behaviour and moraine formation in the Western European Alps. *Geophysical Research Abstracts* 13, 9961.
- Deline P., Orombelli G., 2005. Glacier fluctuations in the western Alps during the Neoglacial, as indicated by the Miage morainic amphitheatre (Mont Blanc massif, Italy). *Boreas* 34, 456-467.
- Deline P., Kirkbride M.P., 2009. Rock avalanches on a glacier and morainic complex in Haut Val Ferret (Mont Blanc massif, Italy). *Geomorphology* 103, 80-92.
- Delunel R., 2010. *Evolution géomorphologique du massif des Ecrins-Pelvoux depuis le Dernier Maximum Glaciaire – Apports des nucléides cosmogéniques produits in-situ*. Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier, 260 p.
- Delunel R., van der Beek P.A., Carcaillet J., Bourlès D.L., Valla P.G., 2010. Frost-cracking control on catchment denudation rates: insights from in situ produced ¹⁰Be concentrations in stream sediments (Ecrins-Pelvoux massif, French Western Alps). *Earth and Planetary Science Letters* 293, 1-2 72-83.
- Delwaide A., Fillion L., 2010. Echantillonnage et datation dendrochronologiques. In Payette S., Fillion L. La dendroécologie : Principes, méthodes et applications. Presses de l'Université de Laval, Québec, 167-197.
- deMenocal, P., 2001. Cultural responses to climate change during the late Holocene. *Science* 292, 667-673.
- Denton G.H., Karlén W. 1973. Holocene climatic variations : their pattern and possible cause. *Quaternary Research* 3, 155-205.
- Denton G.H., Broecker W.S., 2008. Wobbly ocean conveyor during the Holocene? *Quaternary Science Reviews* 27, 1939-1950.
- Dixon J., Manley W.E., Lee C.M., 2005. The emerging archaeology of glaciers and ice patches. *American Antiquity* 70, 129-143.
- Dortch J.M., Owen L.A., Caffee M.W., Brease P., 2010. Late Quaternary glaciation and equilibrium line altitude variations of the McKinley River region, central Alaska Range. *Boreas* 39, 233-246.
- Douglass D.C., Singer B.S., Kaplan M.R., Mickelson D.M., Caffee M.W., 2006. Cosmogenic nuclide surface exposure dating of boulders on last-glacial and late-glacial moraines, Lago Buenos Aires, Argentina: Interpretive strategies and paleoclimate implications. *Quaternary Geochronology* 1, 43-58.
- Dunai T.J., 2010. *Cosmogenic Nuclides: Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences*. Cambridge University Press.
- Dunne J., Elmore D., Muzikar P., 1999. Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. *Geomorphology* 27, 3-11.

E

- Eckstein D., Bauch J., 1969. Beitrag zur Rationalisierung eines dendrochronologischen Verfahrens und zur Analyse seiner Aussagesicherheit. *Forstw. Cbl.* 88, 230-250.
- Eckstein D., Aniol R.W., 1981. Dendroclimatological reconstruction of the summer temperatures for an alpine region. *Mitt Forstl Bundesvers, Wien.* 142, 391-398.
- Eckstein J., Leuschner H.H., Giesecke T., Shumilovskikh L., Bauerochse A., 2010. Dendroecological

- investigations at Venner Moor (northwest Germany) document climate-driven woodland dynamics and mire development in the period 2450-2050 BC. *The Holocene* 20, 2, 231-244.
- Edouard J.L., 1978. *La glaciation de l'Oisans. Contribution à la connaissance des fluctuations glaciaires postwürmiennes*. Thèse de Doctorat de 3ème cycle, Université Joseph Fourier, Grenoble, 329 p.
- Edouard J.L., 1994. *Les lacs d'altitude dans les Alpes françaises. Contribution à la connaissance des lacs d'altitude et à l'histoire des milieux montagnards depuis la fin du Tardiglaciaire*. Thèse de Doctorat d'Etat, Université Joseph Fourier, Grenoble, 798 p.
- Edouard J.L., 2007. Les très vieux arbres vivants et les arbres morts, témoins et vestiges des forêts du passé dans les Alpes du Sud : lecture dendrochronologique d'un patrimoine naturelle et humain. Catalogue de l'exposition « Forêts alpines et Charpentes de Méditerranée » sous la dir. de P. Bernardi, édition du Fournel I, 9-16.
- Edouard J.L., Tessier L., Thomas A., 1991. Limite supérieure de la forêt au cours de l'Holocène dans les Alpes françaises. *Dendrochronologia* 9, 125-142.
- Edouard J.L., Tessier L., Thomas A., 1992. Holocene palaeoenvironment in the French Alps : dendrochronological approach. *Proceedings of the Symposium on Ecological aspects of tree-ring Analysis*, Lünd, Suède, 53-56.
- Edouard J.L., Guibal F., Nicault A., Rathgeber C., Tessier L., Thomas A., Wicha S., 2002. Arbres subfossiles (*Pinus cembra*, *Pinus uncinata* et *Larix decidua*) et évolution des forêts d'altitude dans les Alpes françaises au cours de l'Holocène. Approche dendrochronologique. In Richard H. et Vignot A. (Eds.) Actes du colloque international « Equilibre et rupture dans les écosystèmes depuis 20000 ans en Europe de l'Ouest : durabilité et mutation », Annales littéraires, 730. Série "Environnement, Sociétés et Archéologie", Presses Universitaires Francomtoises, n° 3, 403-411.
- Edouard J.L., Thomas A., 2008. Cernes d'arbres et chronologie holocène dans les Alpes françaises. Actes de la Table ronde JurAlp "Dynamique holocène de l'environnement dans le Jura et les Alpes : du climat à l'Homme" dir. M. Desmet, M. Magny, F. Mocci, Aix en Provence, 15-16 novembre 2007, *Collection EDYTEM*, 6, Chambéry, 179-190.
- Edouard J.L., Corona C. Thomas A., Guibal F., Denelle N., 2009. Le Petit Âge Glaciaire dans les cernes de croissance des arbres des Alpes françaises. Approche dendrochronologique. *Archéologie du Midi Médiéval* 27, 169-177.
- Eddy J.A. 1976. The Maunder Minimum. *Science* 192, 4245, 1189-1202.
- Esper J., Wilson R.J.S., Frank D.C., Moberg A., Wanner H., Luterbacher J., 2005. Climate : past ranges and future changes. *Quaternary Science Reviews* 24, 2164-2166
- Esper J., Buntgen U., Frank D.C., Nievergelt D., Liebhold, A. 2007. 1200 years of regular outbreaks in alpine insects. *Proceedings of the Royal Society B* 274, 671-679.
- Esper J., Buntgen U., Timonen M., Frank D.C. 2012. Variability and extremes of northern Scandinavian summer temperatures over the past two millennia. *Global and Planetary Change* 88-89, 1-9.
- EPICA C. M. 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature* 429, 623-628.

F

- Farinotti D., 2010. *Simple methods for inferring glacier ice-thickness and snow-accumulation distribution*. ETH Dissertation n° 19268, 93 p.
- Farinotti D, Huss M, Bauder A, Funk M., 2009. An estimate of the glacier ice volume in the the Swiss Alps. *Glob. Planet. Change* 68, 3, 225-231.
- Favilli F, Egli M., Brandova D., Ivy-Ochs S., Kubik P., Cherubini P., Mirabella A., Sartori G., Giaccai D.,

- Haeberli W., 2009. Combined use of relative and absolute dating techniques for detecting signals of Alpine landscape evolution during the late Pleistocene and early Holocene. *Geomorphology* 112, 48–66.
- Federici P.R., Stefanini M.C., 2001. Evidence and chronology of the Little Ice Age in the Argentera massif (Italian Maritime Alps). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 37, 1, 35–48.
- Fenton C.R., Hermanns R.L., Blikra L.H., Kubik P.W., Bryant C., Niedermann S., Meixner A., Goethals M.M., 2011. Regional ^{10}Be production rate calibration for the past 12 ka deduced from the radiocarbon-dated Grøtlandsura and Russenes rock avalanches at 69° N, Norway. *Quaternary Geochronology* 6, 437–452.
- Finsinger W., Ribolini A. 2001. Late glacial to Holocene deglaciation of the Colle del Vei del Bouc – Colle del Sabbione area (Argentera Massif, Maritime Alps, Italy-France). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 24, 141–156.
- Fischer E.M., Luterbacher J., Zorita E., Tett S.F.B., Casty C., Wanner H. 2007. European climate response to tropical volcanic eruptions over the last half millennium. *Geophys. Res. Lett.* 34, L05707, doi:10.1029/2006GL027992.
- Fleitmann D., Mudelsee M., Burns S.J., Bradley R.S., Kramers J., Matter A., 2008. Evidence for a widespread climatic anomaly at around 9.2 ka before present. *Paleoceanography* 23.
- Fourchy P., 1968. Notes sur le pin cembro dans les Alpes françaises. *Revue Forestière* 20, 2, 77–94.
- Frank D., Esper J., 2005. Characterization and climate response patterns of a high-elevation, multi-species tree-ring network in the European Alps. *Dendrochronologia* 22, 107–121.
- Frank D., Büntgen U., Böhm R., Maugeri M., Esper J., 2007. Warmer early instrumental measurements versus colder reconstructed temperatures: shooting at a moving target. *Quaternary Sci. Rev.* 28, 3298–3310.
- Friedrich W.L., Kromer B., Friedrich M., Heinemeier J., Pfeiffer T., Talamo S., 2006. Santorini Eruption Radiocarbon Dated to 1627–1600 B.C. *Science* 312, 548.
- Fritts H.C., 1976. *Tree-rings and climate*. Academic Press, London, 576 p.
- Fritts H.C., Blasing T.J., Hayden B.P., Kutzback J.E., 1971. Multivariate techniques for specifying tree-growth and climate relationships and for reconstructing anomalies in paleoclimate. *J. Appl. Meteorol.* 10, 845–864.
- Fröhlich C., Lean J. 2004. Solar radiative output and its variability: evidence and mechanisms. *The Astron. Astrophys. Rev.* 12, 273–320.
- Fuchs M., Owen L.A., 2008. Luminescence dating of glacial and associated sediments: review, recommendations and future directions. *Boreas* 37, 636–659.
- Furbish D.J., Andrews J.T., 1984. The use of hypsometry to indicate long-term stability and response of valley glaciers to changes in mass-transfer. *Journal of Glaciology* 30, 105, 199–211.
- Furrer G., Burga C., Gamper M., Holzhauser H., Maisch M., 1987. Zur Gletscher-, Vegetations- und Klimageschichte der Schweiz seit der Späteiszeit. *Geographica Helvetica* 42, 2, 61–91.

G

- Galimberti M., Bronk Ramsey C., Manning S.W., 2004. Wiggle-match of tree-ring sequences. *Radiocarbon* 46, 2, 917–924.
- Gagen M., McCarroll D., Edouard J-L. 2006. Combining tree ring width, density and stable carbon isotope series to enhance the climate signal in tree rings: an example from the French Alps. *Climatic change* 78, 363–379.
- Gagen M., McCarroll D., Loader N.J., Robertson I., Jalkanen R., Anchukaitis K., 2007. Exorcising the ‘segment length curse’: summer temperature reconstruction since AD 1640 using non-detrended stable carbon isotope ratios from pine trees in northern Finland. *The Holocene* 17, 4, 435–446.

- Gagen M., McCarroll D., Jalkanen R., Loader N.J., Robertson I., Young G.H.F., 2012. A rapid method for the production of robust millennial length stable isotope tree ring series for climate reconstruction. *Global and Planetary Change* 82-83, 96-103.
- Gamper M., Suter J., 1982. Postglaziale Klimageschichte der Schweizer Alpen. *Geographica Helvetica* 37, 105-114.
- Gao C., Robock A., Self S., Witter J.B., Steffenson J.P., Clausen H.B., Siggaard-Andersen M.-L., Johnsen S., Mayewski P.A., Ammann C., 2006. The 1452 or 1453 A.D. Kuwae eruption signal derived from multiple ice core records: Greatest volcanic sulfate event of the past 700 years. *J. Geophys. Res.*, 111, D12107, doi:10.1029/2005JD006710.
- Gao C.C., Robock A., Ammann C., 2008. Volcanic forcing of climate over the past 1500 years: an improved ice core-based index for climate models. *J. Geophys Res.* 113, D23111. doi:10.1029/2008jd010239.
- Gardent M., 2009. *Etude géomorphologique des couvertures détritiques supraglaciaires du Glacier Noir et du Glacier de Bonne Pierre (massif des Ecrins)*. Mémoire de Master 2, Université Joseph Fourier, 130 p.
- Gardent M., Rabatel A., Dedieu J.P., Deline P., Schoeneich P., 2011. First results of the new French Alps glaciers inventory. AGU-2011, C13A-0728.
- Garibotti I.A., Villalba R., 2009. Lichenometric dating using Rhizocarpon subgenus Rhizocarpon in the Patagonian Andes, Argentina. *Quaternary Research* 71, 271-283.
- Gellatly A.F., 1982. Lichenometry as a relative-age dating method in Mount Cook National Park, New Zealand. *New Zealand Journal of Botany* 20, 343-353.
- Gellatly A.F., Rothlisberger F., Geyh M.A., 1985. Holocene glacier variations in New Zealand (South Island). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 21, 265-273.
- Gerbaux M., 2005 *Reconstruction du bilan de masse des glaciers alpins et impacts d'un changement climatique*. Thèse de doctorat, Univ. Joseph Fourier., 132 p.
- Gibbons A.B., Megeath J.D., Pierce K.L., 1984. Probability of moraine survival in a succession of glacial advances. *Geology* 12, 327-330.
- Giguet-Covex C., Arnaud F., Poulénard J., Disnar J-R, Delhon C., Francus P., David F., Enters D., Delannoy J.-J., 2011. Changes in erosion patterns during the Holocene in a currently treeless subalpine catchment inferred from lake sediment geochemistry (Lake Anterne, 2063 m a.s.l., NW French Alps): The role of climate and human activities. *The Holocene* 21, 4, 651-665.
- Giguet-Covex C., Arnaud F., Enters D., Poulénard J., Millet L., Francus P., David F., Rey P.-J., Wilhelm B., Delannoy J.J., 2012. Frequency and intensity of high-altitude floods over the last 3.5 ka in northwestern French Alps (Lake Anterne). *Quaternary Research* 77, 12-22.
- Jimeno L., de la Torre L., Nieto R., García R., Hernández E., Ribera P., 2003. Changes in the relationship NAO-Northern hemisphere temperature due to solar activity. *Earth and Planetary Science Letters* 206, 15-20.
- Giraudi C., 2005. Middle to Late Holocene glacial variations, periglacial processes and alluvial sedimentation on the higher Apennine massifs (Italy). *Quaternary Research* 64, 176-184.
- Giraudi C., 2009. Late Holocene glacial and periglacial evolution in the upper Orco Valley, northwestern Italian Alps. *Quaternary Research* 71, 1-8.
- Gluck S., 1969. Epaisseur du Glacier Blanc (massif de l'Oisans) dans sa partie supérieure. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 268, Série D, 1583-1585.
- Goehring B.M., Lohne Ø.S., Mangerud J., Svendsen J.I., Gyllencreutz R., Schaefer J., Finkel R., 2012. Late Glacial and Holocene ¹⁰Be production rates for western Norway. *Journal of Quaternary Science* 27, 1, 89-96.
- Goodsell B., Hambrey M.J., Glasser N.F., 2005. Debris transport in a temperate valley glacier: Haut Glacier d'Arolla, Valais, Switzerland. *Journal of Glaciology* 51, 139-146.

- Gosse J.C., 2005. The contributions of cosmogenic nuclides to unravelling alpine paleo-glacier histories. In Huber U.M., Bugmann H.K.M., Reasoner M.A. (Eds.), *Global Change and Mountain Regions: an Overview of Current Knowledge*. Springer, Dordrecht, 39–50.
- Gosse J.C., Phillips F.M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides : theory and application. *Quaternary Science Review* 20, 1475-1560.
- Gosse J.C., Klein J., Evenson E.B., Lawn B., Middleton R., 1995. Beryllium-10 dating of the duration and retreat of the last Pinedale glacial sequence. *Science* 268, 1329-1333.
- Gottardi F., 2009. *Estimation statistique et réanalyse des précipitations en montagne. Utilisation d'ébauches par types de temps et assimilation de données d'enneigement. Application aux grands massifs montagneux français*. Thèse de Doctorat, INP, Grenoble, 284 p.
- Grissino-Mayer H.D., 2001. Evaluating crossdating accuracy: a manual and tutorial for the computer program COFECHA. *Tree-Ring Research* 57, 205–221.
- Grosjean M., Suter P.J., Trachsel M. 2007. Ice-borne prehistoric finds in the Swiss Alps reflect Holocene glacier fluctuations. *Journal of Quaternary Science* 22, 203-207.
- Gross G., Kerschner H., Patzelt G., 1977. Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 12, 223–251.
- Grove J.M., 1988. *The Little Ice Age*, Methuen, Londres.
- Grove J.M., 2004. *'Little Ice Ages' - Ancient and Modern*, vol I and II. Routledge, Londres.
- Gruber A., Baumgartner D., Zimmermann J., Oberhuber W., 2009. Temporal dynamic of wood formation in *Pinus cembra* along the alpine treeline ecotone and the effect of climate variables. *Trees* 23, 623–635.
- Grudd H., Briffa K.R., Gunnarsson B.E., Linderholm H.W., 2000. Swedish tree rings provide new evidence in support of a major, widespread environmental disruption in 1628 BC. *Geophysical Research Letters* 27, 2957–60.
- Guibal F. 1998. Les méthodes de la dendrochronologie : son application au domaine alpin. In *Histoire et Anthropologie des populations de l'arc alpin. Université d'été, Université de la Méditerranée, Marseille*, 21-27.
- Guiot J., 1991. The bootstrapped response function. *Tree-Ring Bull.* 51, 39–41.
- Guiot J., Nicault A., 2010. Méthodes de dendroclimatologie à l'échelle continentale : fonctions de réponse et fonctions de transfert. In Payette S., Fillion L. (Eds) *La Dendroécologie: principes, méthodes et applications*. Presses de l'Université de Laval, Québec, Québec, 229-253.
- Guiter F., Triganon A., Andrieu-Ponel V., Ponel P., Hebrard J.-P., Nicoud G., Beaulieu J.-L. (de), Brewer S., Guibal F., 2005, First evidence of « in situ » Eemian sediments on the high plateau of Evian (Northern Alps, France) : implications for the chronology of the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews* 24, 35-47.
- Guiter F., Triganon A., Andrieu-Ponel V., Ponel P., Hébrard J.P., Nicoud G., & Beaulieu J.L. de, 2006. About the presence of Eemian peats in the Geneva basin and its implications : A reply to comments by Preusser et al. (Correspondance). *Quaternary Science Reviews* 25, 648-651.
- Guyard H., Chapron E., St-Onge G., Anselmetti F., Arnaud F., Magand O., Francus P., Mélières M-A., 2007. High-altitude varve records of abrupt environmental changes and mining activity over the last 4000 years in the Western French Alps (Lake Bramant, Grandes Rousses Massif). *Quaternary Science Reviews* 26, 2644–26.

H

- Haas P., 1978. *Untersuchungen zur Gletschergeschichte im Val d'Anniviers*. Diplomarbeit. Insitut de

- Géographie, Université de Zürich, 103 p.
- Haas J.N., Richoz I., Tinner W., Wick L. 1998. Synchronous Holocene oscillations recorded on the Swiss Plateau and at timberline in the Alps. *The Holocene* 8, 3, 301-309.
- Haeberli W., King L., Flotron A., 1979. Surface movement and lichen-cover studies at the active rock glacier near the Grubengletscher, Wallis, Swiss Alps. *Arctic and Alpine Research* 11, 4, 421-441.
- Haeberli W., Müller P., Alean P., Bösch H., 1989. Glacier changes following the Little Ice Age - a survey of the international data basis and its perspectives. In Oerlemans J., (Ed.) *Glacier Fluctuations and Climatic Change*, Kluwer, 77-101.
- Haeberli W., 1994. *Accelerated glacier and permafrost changes in the Alps*. In Beniston M. (Ed.) *Mountain environments in changing climates*. London and New York, Routledge, 91-107.
- Haeberli W., 1995. *Glacier fluctuations and climate change detection – operational elements of a worldwide monitoring strategy*. WMO Bulletin, 44, 23-31.
- Haeberli W., Hoelzle M., 1995. Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climate-change effects on mountain glaciers: a pilot study with the European Alps. *Annals of Glaciology* 21, 206-212.
- Haeberli W., Holzhauser H., 2003. Alpine glacier mass changes during the past two millennia. *Pages News* 1/11, 13-15.
- Haines-Young R.H., 1988. Size-frequency and size-density relationships in populations from the Rhizocarpon sub-genus Cern. on moraine slopes in Southern Norway. *Journal of Biogeography* 15, 863-878.
- Hallet B., Putkonen J., 1994. Surface dating of dynamic landforms; young boulders on aging moraines. *Science* 265, 937-940.
- Hammer Ø., Harper D.A.T., Ryan P.D., 2001. PAST: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis. *Palaeontologia Electronica* 4, 1, 9 p.
- Hannss C., 1982. *Spatpleistozäne bis postglaziale Talverschuttungs- und Vergletscherungsphasen im Bereich des Sillon alpin der französischen Nord-alpen*. Thèse, Univ. de Tübingen.
- Harrison W. D., Elsberg D. H., Echelmeyer K. A., Krimmel, R. M. 2001. On the characterization of glacier response by a single time-scale. *Journal of Glaciology* 47, 159, 659-664.
- Harvey J.E., Smith D.J., Laxton S., Desloges J. Allen S., 2012. Mid-Holocene glacier expansion between 7500 and 4000 cal. yr BP in the British Columbia Coast Mountains, Canada. *The Holocene*.
- Hawksworth D.L., Chater A.O., 1979. Dynamism and equilibrium in a saxicolous lichen mosaic. *Lichenologist* 11, 1, 75-80.
- Haworth L.A., Calkin P.E., Ellis J.M., 1986. Direct measurement of lichen growth in the Central Brooks Range, Alaska, USA, and its application to lichenometric dating. *Arctic and Alpine Research* 18, 289-296.
- Heiri O., Lotter A.F., Hausmann S., Kienast F. 2003. A chironomid-based Holocene summer air temperature reconstruction from the Swiss Alps. *The Holocene* 13, 477-484.
- Heiri O., Tinner W., Lotter A.F., 2004. Evidence for cooler European summers during periods of changing meltwater flux to the North Atlantic. *P.N.A.S.* 101, 43, 15285-15288.
- Heuberger H., 1966. Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain- und Ötztal. Innsbruck. *Wissenschaftliche Alpenvereinshefte* 20, 1-126.
- Hewitt K., 1999. Quaternary Moraines vs Catastrophic Rock Avalanches in the Karakoram Himalaya, Northern Pakistan. *Quaternary Research* 51, 220-237.
- Heyman J., Stroeve A.P., Harbor J., Caffee M.W., 2011. Too young or too old: evaluating cosmogenic exposure dating based on an analysis of compiled boulder exposure ages. *Earth and Planetary Science Letters* 302, 71-80.
- Hill D.J., 1981. The growth of lichens with special reference to the modelling of circular thalli. *Lichenologist* 13, 3, 265-287.

- Hoelzle M., Haeberli W., Dischl M., Peschke W., 2003. Secular glacier mass balances derived from cumulative length changes. *Global and Planetary Change* 36, 295-306.
- Hoelzle M., Chinn T.J., Stumm D., Paul F., Zemp M., Haeberli W., 2007. The application of inventory data for estimating characteristics of and regional past climate-change effects on mountain glaciers: a comparison between the European Alps and the New Zealand Alps. *Global and Planetary Change* 56, 69-82.
- Hollstein E., 1980. *Mitteleuropäische Eichenchronologie*. Philipp von Zabern, Mainz am Rhein. 273 p.
- Holmes RL, 1986. Quality control of crossdating and measuring. Users manual for computer program COFECHA. In Holmes RL, Adams RK and Fritts HC, eds., *Tree-rings chronologies of western North America: California, eastern Oregon and northern Great Basin*. Tucson, Laboratory of Tree-Ring Research, University of Arizona. Chronology Series 6, 41-49.
- Holzhauser H., 1984. Zur Geschichte der Aletschgletscher und des Fieschergletschers. *Physische Geographie*, 13, Zürich.
- Holzhauser H., 1985. Neue Ergebnisse zur Gletscher- und Klimageschichte des Spätmittelalters und der Neuzeit. *Geographica Helvetica* 4, 168-185.
- Holzhauser H., 1997. Fluctuations of the Grosser Aletsch Glacier and the Gorner Glacier during the last 3200 years: new results. In Frenzel B., Boulton G.S, Gläser B., Huckriede U. (Eds) *Glacier fluctuations during the Holocene. Palaoklimaforschung*, 16, 35-58.
- Holzhauser H., 2007. Holocene glacier fluctuations in the Swiss Alps. In *Environnements et cultures à l'Âge du Bronze en Europe occidentale*, Mordant C, Richard H, Magny M. (Eds), Comité des travaux historiques et scientifiques (CTHS), Paris, 29-43.
- Holzhauser H., 2009. Auf dem Holzweg zur Gletschergeschichte. In *Hallers Landschaften und Gletscher. Beiträge zu den Veranstaltungen der Akademien der Wissenschaften Schweiz 2008 zum Jubiläumsjahr „Haller300“*. Sonderdruck aus den Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft in Bern. Neue Folge 66, 173-208.
- Holzhauser H. 2010. Zur geschichte des Gornergletschers – Ein puzzle aus historischen dokumenten und fossilen hölzern aus dem gletschervorfeld. *Geographica Bernensia*. 253 p.
- Holzhauser H., Zumbühl H.J., 1996. To the history of the Lower Grindelwald Glacier during the last 2800 years - palaeosols, fossil wood and historical pictorial records - new results. *Zeitschrift für Geomorphologie Neue Folge*, Suppl. Bd. 104, 95-127.
- Holzhauser H., Zumbühl H.J., 2003. *Nacheiszeitliche Gletscherschwankungen*. Blatt 3.8, Hydrologischer Atlas der Schweiz, Bern, Universität Bern.
- Holzhauser H., Magny M., Zumbühl H.J. 2005. Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. *The Holocene* 15, 6, 789-801.
- Hooke R.L., 2005. *Principles of glacier mechanics*. 2nd Edition, Cambridge, 430 p.
- Hooker T.N., Brown D.H., 1977. A photographic method for accurately measuring the growth of crustose and foliose saxicolous lichens. *Lichenologist* 9, 65-75.
- Hormes A., Schlüchter C., Stocker T.F., 1998. Minimal extension phases of Unteraar glacier (Swiss Alps) during the Holocene based on ¹⁴C analysis of wood. *Radiocarbon* 40, 2, 809-817.
- Hormes A. Müller B.U., Schlüchter C., 2001. The Alps with little ice : evidence for eight Holocene phases of reduced glacier extent in the Central Swiss Alps. *The Holocene* 11, 3, 255-265.
- Hormes A., Karlen W., Possnert G., 2004. Radiocarbon dating of palaeosol components in moraines in Lapland, northern Sweden. *Quaternary Science Reviews* 23, 2031–2043.
- Hormes A., Beer J., Schlüchter C., 2006. A geochronological approach to understanding the role of solar activity on holocene glacier length variability in the Swiss Alps. *Geografiska Annaler* 88A, 4, 281-294.
- Hormes A., Ivy-Ochs S., W. Kubik P., Ferrel L., Maria Michetti A., 2008. ¹⁰Be exposure ages of a rock avalanche and a late glacial moraine in Alta Valtellina, Italian Alps. *Quaternary International* 190, 136–

145.

- Hoyt D.V., Schatten K.H., 1998. Group sunspot numbers: A new solar activity reconstruction. Part 1. *Solar Physics* 179, 189-219.
- Huggel C., Haeberli W., Kääb, A., 2008. Glacial hazards - perceiving and responding to threats in four world regions. In Orlove B., Wiegandt E., Luckman B.H. (Eds.), *Darkening Peaks - Glacial Retreat, Science and Society*. University of California Press, 68–80.
- Hughes P.D., 2008. Response of a Montenegro glacier to extreme summer heatwaves in 2003 and 2007. *Geografiska Annaler* 90 A, 4, 259-267.
- Hughes P.D., 2010. Little Ice Age glaciers in the Balkans: low altitude glaciation enabled by cooler temperatures and local topoclimatic controls. *Earth Surf. Process. Landforms* 35, 229–241.
- Hughes P.D., Gibbard P.L., Woodward J.C., 2005. Quaternary glacial records in mountain regions: a formal stratigraphical approach. *Episodes* 28, 85–92.
- Humlum O., 1978. Genesis of layered lateral moraines: implications for paleoclimatology and lichenometry. *Geografisk Tidsskrift* 77, 65-72.
- Huss M., 2011. Present and future contribution of glaciers to runoff from macroscale drainage basins in Europe. *Water Resources Research* 47, W07511, doi:10.1029/2010WR010299.
- Huss M., Sugiyama S., Bauder A., Funk M., 2007. Retreat Scenarios of Unteraargletscher, Switzerland, Using a Combined Ice-Flow Mass-Balance Model. *Arctic, Antarctic and Alpine Research* 39, 3, 422–431.
- Huss M., Juvet G., Farinotti D., Bauder A., 2010a. Future high-mountain hydrology: a new parameterization of glacier retreat. *Hydrology and Earth System Sciences* 14, 815-829.
- Huss M., Usselman S., Farinotti D., Bauder, A., 2010b. Glacier mass balance in the south-eastern Swiss Alps since 1900 and perspectives for the future. *Erdkunde* 64, 2, 119-140.
- Huybrechts P., de Nooze P., Decleir H., 1989. Numerical modelling of Glacier d'Argentière and its historic front variations. In Oerlemans J. (Ed.) *Glacier fluctuations and climatic change*. Dordrecht, etc., Kluwer Academic Publishers, 373–389.

I

- Ilyashuk E.A., Koinig K.A., Heiri O., Ilyashuk B.P., Psenner R. 2011. Holocene temperature variations at a high-altitude site in the Eastern Alps: a chironomid record from Schwarzsee ob Sölden, Austria. *Quaternary Science Reviews* 30, 176-191.
- Imbrie, J., A. Berger, E. Bogle, S. Clemens, A. Duffy, W. Howard, G. Kukla, J. Kutzbach, D. Martinson, A. McIntyre, A. Mir, B. Molino, J. Morley, L. Peterson, N. Pisias, W. Prell, M. Raymo, N. Shackleton, and J. Toggweiler 1993. On the structure and origin of major glaciation cycles. 2. The 100,000 year cycle. *Paleoceanography* 8, 699-735.
- Imhof P., 2010. *Glacier fluctuations in the Italian Mont Blanc massif from the Little Ice Age until the present - Historical reconstructions for the Miage, Brenva and Pré-de-Bard Glaciers*. Master thesis, Université de Bern, 135 p.
- Imhof P., Nesje A., Nussbaumer S.U., 2012. Climate and glacier fluctuations at Jostedalsbreen and Folgefonna, southwestern Norway and in the western Alps from the 'Little Ice Age' until the present: The influence of the North Atlantic Oscillation. *The Holocene* 22, 2, 235-247.
- Innes J.L., 1982. Lichenometric use of an aggregated *Rhizocarpon* 'species'. *Boreas* 11, 53-57.
- Innes J.L., 1983. Development of lichenometric dating curves for highland Scotland. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 74, 23–32.
- Innes J.L., 1985. Lichenometry. *Progress in Physical Geography* 9, 187–254.

- IPCC 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, H.L. Miller (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Ivy-Ochs S., Schlüchter C., Kubik P.W., Synal H.A., Beer J., Kerschner H., 1996. The exposure age of an Egesen moraine at Julier Pass, Switzerland, measured with the cosmogenic radionuclides ^{10}Be , ^{26}Al and ^{36}Cl . *Eclogae geologicae Helvetiae* 89, 1049-1063.
- Ivy-Ochs S., Schäfer J., Kubik P.W., Synal H.A., Schlüchter C., 2004. The timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland). *Eclogae geologicae Helvetiae* 97, 47-55.
- Ivy-Ochs S., Kerschner H., Reuther A., Maisch M., Sailer R., Schaefer J., Kubik P.W., Synal H.-A., Schlüchter C., 2006. The timing of glacier advances in the northern European Alps based on surface exposure dating with cosmogenic ^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl , and ^{21}Ne . In Siame L.L., Bourles D.L., Brown E.T. (Eds), *In Situ Cosmogenic Nuclides and their Applications in Earth Sciences*. Geol. Soc. Am. Special Paper 415, 43-60.
- Ivy-Ochs S., Kerschner H., Schlüchter C., 2007. Cosmogenic nuclides and the dating of glacier variations: the Alpine perspective. *Quaternary International* 164/165, 53-63.
- Ivy-Ochs S., Kerschner H., Reuther A., Preusser F., Heine K., Maisch M., Kubik P.W., Schlüchter C., 2008. Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. *Journal of Quaternary Science* 23, 559-573.
- Ivy-Ochs S., Kerschner H., Maisch M., Christl M., Kubik P.W., Schluchter C., 2009. Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. *Quaternary Science Reviews* 28, 2137-2149.

J

- Jacob N., Gob F., Petit F., Bravard J-P., 2002. Croissance du lichen *Rhizocarpon geographicum* l.s. sur le pourtour nord-occidental de la Méditerranée, Cévennes, Corses et Pyrénées orientales: observation en vue d'une application à l'étude des lits rocheux et caillouteux. *Géomorphologie, relief, processus, environnement* 4, 283-296
- Jacob J., Disnar J.R., Arnaud F., Chapron E., Debret M., Lallier-Vergès E., Desmet M., Revel Rolland M. 2008. Millet cultivation history in the French Alps as evidenced by a sedimentary molecule. *Journal of Archaeological Science* 35, 814-820.
- Jackson S.I., Laxton S.C., Smith D.J., 2008. Dendroglaciological evidence for Holocene glacial advances in the Todd Icefield area, northern British Columbia Coast Mountains. *Canadian Journal of Earth Sciences* 45, 1, 83-98.
- Jäger D., Winkler S., 2011. The potential of lateral moraines on alpine glacier forelands for reconstructing Holocene glacier chronologies - some examples, Vienna, Austria, European Geoscience Union (EGU) General Assembly 2011, 3-8 Avril 2011. In Geophysical Research Abstracts, 13, EGU2011-13832-1 (Poster presentation).
- Jaillet S., Ballandras S., 1999. La transition Tardiglaciaire/Holocène à travers les fluctuations du glacier du Tour (vallée de Chamonix, Alpes du nord françaises). *Quaternaire* 10, 15-23.
- Jansen E., Overpeck J., Briffa K.R., Duplessy J.-C., Joos F., Masson-Delmotte V., Olago D., Otto-Bliesner B., Peltier W.R., Rahmstorf S., Ramesh R., Raynaud D., Rind D., Solomina O., Villalba R., Zhang D., 2007. Palaeoclimate. In *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, and H.L. Miller, Eds. Cambridge University Press, 433-497.

- Jones P. D., Mann M. E., 2004. Climate over past millennia, *Rev. Geophys.* 42, RG2002.
- Joerin U., 2006. *Holocene glacier fluctuations in the Swiss Alps*. Thèse de doctorat, Université de Bern, 104 p.
- Joerin U., Stocker T.F., Schlüchter C., 2006. Multicentury glacier fluctuations in the Swiss Alps. *The Holocene* 16, 5, 697-704.
- Joerin U., Nicolussi K., Fischer A., Stocker T.F., Schlüchter C., 2008. Holocene optimum events inferred from subglacial sediments at Tschier Glacier, Eastern Swiss Alps. *Quaternary Science Reviews* 27, 337-350.
- Jóhannesson T., Raymond C., Waddington E., 1989. Time-scale for adjustment of glaciers to changes in mass balance, *Journal of Glaciology* 35, 121, 355-369.
- John E.A., 1989. Note on the sizes of largest thalli of three species of *Rhizocarpon* (subgenus *Rhizocarpon*) at a rockslide in the Canadian Rocky Mountains. *Arctic and Alpine Research* 21, 185-187.
- Johnson K., Smith D.J. 2012. Dendroglaciological reconstruction of late Holocene glacier activity at White and South Flat Glaciers, Boundary Range, northern British Columbia Coast Mountains, Canada. *The Holocene*.
- Jomelli V., Grancher D., Naveau P., Cooley D., Brunstein D., 2007. Assessment study of lichenometric methods for dating surfaces. *Geomorphology* 86, 131-143.
- Jorda M., 1983. L'évolution glaciaire d'altitude dans les Alpes françaises du sud au cours des quinze derniers millénaires. Colloque Spat-und Postglaziale Gletcherschwankungen, Trêves, RFA, mai 1980, Balkema, 35-54.
- Jorda M., Rosique T., Evin J., 2000. Données nouvelles sur l'âge du dernier maximum glaciaire dans les Alpes méridionales françaises. *C.R. Acad. Sc. Paris* 331, 187 - 193.
- Jouvet G., Huss M., Blatter H., Funk. M., 2011. Modelling the retreat of Great Aletschglacier in a changing climate. *Journal of Glaciology* 57, 206, 1033-1045.
- Jouzel J., Masson-Delmotte V., Cattani O., Dreyfus G., Falourd S., Hoffmann G., Minster B., Nouet J., Barnola J.M., Chappellaz J A., Fischer H., Gallet J.C., Johnsen S J., Leuenberger M., Loulergue L., Luethi D., Oerter H., Parrenin F., Raisbeck G., Raynaud D., Schilt A., Schwander J., Selmo E., Souchez R., Spahni R., Stauffer B., Steffensen J.P., Stenni B., Stocker T.F., Tison J.L., Werner M., Wolff E.W., 2007. Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years. *Science* 317, 5839, 793-797.

K

- Kaiser K.F., 1993. Growth rings as indicators of glacier advances, surges and floods. *Dendrochronologia* 11, 121-122.
- Kaplan M.R., Strelin J.A., Schaefer J.M. Denton G.H. Finkel R.C., Schwartz R., Putnam A.E., Vandergoes M.J., Goehring B.M., Travis S.G., 2011. In-situ cosmogenic ¹⁰Be production rate at Lago Argentino, Patagonia: Implications for late-glacial climate chronology. *Earth and Planetary Science Letters* 309, 21-32.
- Karlén W., Kuylensstierna J., 1996. On solar forcing of Holocene climate: Evidence from Scandinavia. *The Holocene* 6, 359-365.
- Kellerer-Pirklbauer A., Drescher-Schneider R., 2011. Glacier and palaeoclimatic history between cal. BC 3530 and 1400 in Central Austria: New insight based on recent peat findings at Pasterze Glacier. Poster, XVIII INQUA Congress, Bern.
- Kelly M.A., Kubik P.W., von Blanckenburg F., Schlüchter C., 2004. Surface exposure dating of the Great Aletsch Glacier Egesen moraine system, western Swiss Alps, using the cosmogenic nuclide ¹⁰Be. *Journal of Quaternary Science* 19, 5, 431-441.
- Kern Z., László P., 2010. Size specific steady-state accumulation-area ratio: an improvement for equilibrium-

- line estimation of small palaeoglaciers. *Quaternary Science Reviews* 29, 2781-2787.
- Kerschner H., 2005. Glacier-climate models as palaeoclimatic information sources: Examples from the Alpine Younger Dryas period. In: Huber U.M., Bugmann H.K. M. Reasoner M. A. (eds.) *Global Change and Mountain Regions (A State of Knowledge Overview)*, Dordrecht, Springer, 73-82.
- Kerschner H., Ivy-Ochs S., 2008. Palaeoclimate from glaciers: Examples from the Eastern Alps during the Alpine Lateglacial and early Holocene. *Global and Planetary Change* 60, 58-71.
- Kerschner H., Ivy-Ochs S., 2010. ^{10}Be dating of the end of low-altitude rock glacier activity in the Alps - evidence for cold conditions during the early Preboreal. *Geophysical Research Abstracts* 12, 13642.
- Kerschner H., Kaser G., Sailer R., 2000. Alpine Younger Dryas glaciers as paleo-precipitation gauges. *Annals of Glaciology* 31, 80-84.
- Kerschner H., Hertl A., Gross G., Ivy-Ochs S., Kubik P.W., 2006. Surface exposure dating of moraines in the Kromer valley (Silvretta Mountains, Austria) - evidence for glacial response to the 8.2 ka event in the Eastern Alps ? *The Holocene* 16, 1, 7-15.
- King L., 1974. Studien zur postglazialen Gletscher- und Vegetationsgeschichte des Sustenpassgebietes. *Baseler Beitr. z. Geographie* 18, 1-123.
- Kinzl H., 1929. Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde* 17, 66-121.
- Kirkbride M.P., 2000. Ice marginal geomorphology and Holocene expansion of debris-covered Tasman Glacier, New Zealand. In Nakawo M., Raymond C., Fountain A. (Eds.) *Debris-Covered Glaciers. IAHS Publication* 264, 211-217.
- Kirkbride M.P., Brazier V., 1998. A critical evaluation of the use of glacial chronologies in climatic reconstruction, with reference to New Zealand. *Quaternary Proceedings* 6, 55-64.
- Kirkbride M.P., Dugmore A.J., 2006. Responses of mountain ice caps in central Iceland to Holocene climate change. *Quaternary Science Reviews* 25, 1692-1707.
- Klein M.G. Gottdang A., Mous D.J.W., Bourlès D.L., Arnold M., Hamelin B., Aumaître G., Braucher R., Merchel S., Chauvet F. 2008. Performance of the HVE 5 MV AMS system at CEREGE using an absorber foil for isobar suppression. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 266, 1828-1832.
- Klok E.J., Oerlemans J., 2002. Model study of the spatial distribution of the energy and mass balance of Morteratschgletscher, Switzerland. *J. Glaciol.* 48, 505-518.
- Klok E.J., Oerlemans J., 2003. Deriving historical equilibrium-line altitudes from a glacier length record by linear inverse modelling. *The Holocene* 13, 3, 343-351.
- Koch J., 2009. Improving age estimates for late Holocene glacial landforms using dendrochronology - some examples from Garibaldi Provincial Park, British Columbia. *Quaternary Geochronology* 4, 130-139.
- Koch J., Clague J.J., 2006. Are insolation and sunspot activity the primary drivers of global Holocene glacier fluctuations ? *PAGES Newsletter* 14, 3, 20-21.
- Koch J., Clague J.J., 2011. Extensive glaciers in northwest North America during Medieval time. *Climatic Change* 107, 593-613.
- Koch J., Osborn G.D., Clague J.J., 2007. Pre-‘Little Ice Age’ glacier fluctuations in Garibaldi Provincial Park, Coast Mountains, British Columbia, Canada. *The Holocene* 17, 1069-1078.
- Koehler L., Smith D.J. 2011. Late-Holocene glacial activity in Manatee Valley, southern Coast Mountains, British Columbia, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 48, 3, 603-618.
- Kofler W., Krapf V., Oberhuber W., Bortenschlager S. 2005. Vegetation responses to the 8200 cal BP cold event and to long-term climatic changes in the Eastern Alps: possible influence of solar activity and North Atlantic freshwater pulses. *The Holocene* 15, 779-788.
- Kohl C.P., Nishiizumi K., 1992. Chemical isolation of quartz for measurement of *in-situ* produced cosmogenic nuclides. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56, 3583-3587.

- Körner C. 2003. Alpine plant life: Functional plant ecology of high mountain ecosystems. 2nd Ed. Springer-Verlag, Berlin, 344 p.
- Kromer B., 2009. Radiocarbon and dendrochronology. *Dendrochronologia* 27, 15–19.
- Kubik P.W., Reuther A.U., 2007. Attenuation of cosmogenic ¹⁰Be production in the first 20 cm below a rock surface. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 259, 616–624.
- Kuhn M., 1990. Energieaustausch Atmosphäre – Schnee und Eis. In VAW ETH (Ed.) *Schnee, Eis und Wasser der Alpen in einer Wärmeren Atmosphäre*. Mitteilungen der VAW ETH Zürich 108, 21-32.
- Kuhn M., 1995. The mass balance of very small glaciers. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 31, 171-179.
- Kuhn M., Markl G., Kaser G., Nickus U., Obleitner F., Schneider H., 1985. Fluctuations of climate and mass balance: different responses of two adjacent glaciers. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 21, 409–16.
- Kutschera W, Golser R, Priller A, Rom W, Steier P, Wild E, Arnold M, Tisnerat-Laborde N, Possnert G, Bortenschlager S, Oeggl K., 2000. Radiocarbon dating of equipment from the Iceman. In Bortenschlager S, Oeggl K (Eds), *The Iceman and His Natural Environment. The Man in the Ice*, vol. 4, 1-9.

L

- Lagier T., Masson S., 1997. Les glaciers de la Vallouise (glacier Blanc, glacier Noir), héritages holocène et évolution climatique. Mémoire de Maîtrise, Université Aix-Marseille I, 86 p.
- Lal D., 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in-situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters* 104, 424-439.
- Lal D., Peters B., 1967. Cosmic ray produced radioactivity on the Earth. *Handbuch der Physik*, 551-612.
- LaMarche V.C., Fritts H.C., 1971. Tree rings, glacial advance, and climate in the Alps. *Z Gletscherk Glazialgeol.* 7, 125–131.
- Lambert G.-N., 2006. *Dendrochronologie, histoire et archéologie, modélisation du temps ; le logiciel Dendron II et le projet Historic Oaks*. HDR, Archéologie et Préhistoire, Univ. de Franche-Comté, France.
- Larocque S.J., Smith D.J. 2004. Calibrated *Rhizocarpon geographicum* growth curve for the Mount Waddington area, British Columbia Coast Mountains, Canada. *Arctic, Antarctic and Alpine Research* 36, 4, 407-418.
- Larsen L. B., Vinther M., Briffa K. R., Melvin T. M., Clausen H. B., Jones P. D., Siggaard-Andersen M.-L., Hammer C. U., Eronen M., Grudd H., Gunnarson B. E., Hantemirov R. M., Naurzbaev M. M., Nicolussi K. 2008. New ice core evidence for a volcanic cause of the A.D. 536 dust veil. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L04708, doi:10.1029/2007GL032450.
- Larsen D.J., Miller G.H., Geirsdóttir A., Ólafsdóttir S., 2012. Non-linear Holocene climate evolution in the North Atlantic: a high-resolution, multi-proxy record of glacier activity and environmental change from Hvítárvatn, central Iceland. *Quaternary Science Reviews* 39, 14-25.
- Lean J. 2000. Evolution of the Sun's Spectral Irradiance since the Maunder Minimum. *Geoph. Res. Lett.* 27, 16, 2425-2428.
- Lee C.M., Benedict J.B., Lee J.B., 2006. Ice patches and remnant glaciers: Paleontological discoveries and archaeological possibilities in the Colorado high country. *Journal of Colorado Archaeology* 72, 26-43.
- Leemann A., Niessen F., 1994. Holocene glacial activity and climatic variations in the Swiss Alps: reconstructing a continuous record from proglacial lake sediments. *The Holocene* 4, 3, 259-268.
- Lemke P., Ren J., Alley R.B., Allison I., Carrasco J., Flato G., Fujii Y., Kaser G., Mote P., Thomas R.H., Zhang T., 2007. Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground. In *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental*

- Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Leonard 1997. The relationship between glacial activity and sediment production: evidence from a 4450-year varve record of neoglaciation in Hector Lake, Alberta, Canada. *Journal of Paleolimnology* 17, 319–330.
- Leonelli G., Pelfini M., Cherubini P., 2008. Exploring the potential of tree-ring chronologies from the Trafoi Valley (Central Italian Alps) to reconstruct glacier mass balance. *Boreas* 37, 169–178.
- Leonelli G., Pelfini M., Battipaglia G., Cherubini P., 2009. Site-aspect influence on climate sensitivity over time of a highaltitude Pinus cembra tree-ring network. *Climatic Change* doi:10.1007/s10584-009-9574-6.
- Leonelli G., Pelfini M., D'Arrigo R., Haeberli W., Cherubini P., 2011. Non-stationary responses of tree-ring chronologies and glacier mass balance to climate in the European Alps. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 43, 1, 56–65.
- Le Roux O., 2009. *Caractérisation de l'évolution géomorphologique de la basse vallée de la Romanche en relation avec les instabilités gravitaires de ses versants rocheux*. Thèse de doctorat, Université de Grenoble, 326 p.
- Le Roy M., 2006. *Fluctuations glaciaires sur la rive gauche du Haut Vénéon depuis la fin du Petit Age de Glace*. Mémoire de M1, Université de Savoie, 160 p.
- Le Roy M., 2007. *Etude des fluctuations glaciaires du Petit Age de Glace et de la décrue contemporaine dans le Haut Vénéon. Validation de la méthode lichénométrique*. Mémoire M2. Université de Savoie, 84 p.
- Le Roy M., Deline P., 2009. Étude des fluctuations glaciaires du Petit Âge de Glace dans le Massif des Écrins : apports de la lichénométrie. *Collection EDYTEM* 8, 51–64.
- Letréguilly A., Reynaud L., 1989. Past and forecast fluctuations of Glacier Blanc. *Annals of Glaciology* 13, 159–163.
- Leuschner H.H., Sass-Klaassen U., Jansma E., Baillie M.G.L., Spurk M., 2002. Subfossil European bog oaks: population dynamics and long-term growth depressions as indicators of changes in the Holocene hydro-regime and climate. *The Holocene* 12, 695–706.
- Leuschner H.H., Bauerochse A., Metzler A., 2007. Environmental change, bog history and human impact around 2900 BC in NW Germany – preliminary results from a dendroecological study of a subfossil pine woodland at Campemoor, Dümmer Basin. *Vegetation History and Archaeobotany* 16, 183–95.
- Lie Ø., Dahl S.O., Nesje A., 2003. A theoretical approach to glacier equilibrium-line altitudes using meteorological data and glacier mass-balance records from southern Norway. *The Holocene* 13, 3, 365–372.
- Linderholm H.W., Moberg A., Grudd H., 2002. Peatland pines as climate indicators? A regional comparison of the climatic influence on Scots pine growth in Sweden. *Can. J. For. Res.* 32, 1400–1410.
- Ljungqvist F.C., 2010. A new reconstruction of temperature variability in the extratropical Northern Hemisphere during the last two millennia. *Geografiska Annaler* 92A, 339–351.
- Lliboutry L., 1977. Glaciological problems set by the control of dangerous lakes in the Cordillera Blanca, Peru. II. Movement of a covered glacier embedded within a rock glacier. *Journal of Glaciology* 18, 255–273.
- Locke W.W.I., Andrews J.T., Webber P.J., 1979. A manual for lichenometry. *British Geomorphological Research Group Technical Bulletin* 26, 1–47.
- Loso M. G., Doak D. F., 2006. The biology behind lichenometric dating curves. *Oecologia* 147, 223–229.
- Loso M.G., Anderson R.S., Anderson S.P., Reimer P.J. 2006. A 1500 year, high resolution reconstruction of Little Ice Age climate and glacial response from varved Iceberg Lake, southcentral Alaska. *Quaternary Research* 66, 12–24.
- Lowell T.V., Kelly M. 2008. Was the Younger Dryas global ? *Science* 321, 348–349.

- Lowell T.V., Schoenenberger K., Deddens J.A., Denton G.H., Smith C., Black J., Hendy C.H., 2005. Rhizocarpon calibration curve for the Aoraki/Mount Cook area of New Zealand. *J. Quaternary Sci.* 20, 313–325.
- Lucéna S., Ballandras S., 1999. Rythme des fluctuations glaciaires et détritisme alluvial postglaciaire dans la haute vallée de l'Arve (Alpes françaises du nord). *Quaternaire* 10, 1, 25-36.
- Luckman B.H., 1995. Calendar-dated, early "Little Ice Age" glacier advance at Robson Glacier, British Columbia, Canada. *The Holocene* 5, 2, 149-159.
- Luckman B.H., 1998. Dendroglaciologie dans les Rocheuses du Canada. *Géographie Physique et Quaternaire* 52, 139-151.
- Luckman B.H., 2000. The Little Ice Age in the Canadian Rockies. *Geomorphology* 32, 357, 384.
- Luckman B.H., Villalba R. 2001. Assessing the synchronicity of glacier fluctuation in the western Cordillera of the Americas during the last millenium. In V. Markgraf (ed), *Interhemispheric Climate Linkages*. Academic Press, San Diego, 119-40.
- Luckman B.H., 2006. The Neoglacial History of Peyto Glacier. In Demuth, M.N., Munro, D.S., Young (Eds) *Peyto Glacier: One Century of Science*, G.J. National Hydrology Research Institute Science Report No. 8, 25-57.
- Luckman B.H., Masiokas M., Aruni C., 2011. The Neoglacial History of Robson Glacier, British Columbia, Canada. Poster, XVIII INQUA Congress, Bern.
- Ludwig K.R., 2008. Isoplot 3.6 : A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication No. 4, revision of April 8, 2008, 78 p.
- Luetscher M., Hoffman N.D.L., Frisia S., Spötl C., 2011. Holocene glacier history from alpine speleothems, Milchbach cave, Switzerland. *Earth and Planetary Science Letters* 302, 95-106.
- Lukas S., 2006. Morphostratigraphic principles in glacier reconstruction - a perspective from the British Younger Dryas. *Progress in Physical Geography* 30, 719-736.
- Lukas S., Graf A., Coray S., Schlüchter C., 2012. Genesis, stability and preservation potential of large lateral moraines of Alpine valley glaciers – towards a unifying theory based on Findelengletscher, Switzerland. *Quaternary Science Reviews* 38, 27-48.
- Luterbacher, J., Dietrich D., Xoplaki E., Grosjean M., Wanner H. 2004. European seasonal and annual temperature variability, trends and extremes since 1500. *Science* 303, 1499-1503.
- Lüthi M.P., Bauder A., 2010. Analysis of Alpine glacier length change records with a macroscopic glacier model. *Geographica Helvetica* 65, 2, 92-102.

M

- Magny M. 1993. Solar influences on Holocene climatic changes illustrated by correlations between past lake-level fluctuations and the atmospheric ¹⁴C record. *Quaternary Research* 40, 1-9.
- Magny M., 1998. Reconstruction of Holocene lake-level changes in the Jura (France): methods and results. In Harrison, S.P., Frenzel, B., Huckried, U., Weiss, M. (Eds.), *Palaeohydrology as reflected in lake-level changes as climatic evidence for Holocene times*. *Palaoklimaforschung* 25, Stuttgart, 67–85.
- Magny M. 2004. Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International* 113, 65-79.
- Magny M., Haas J.N. 2004. A major widespread climatic change around 5300 cal. yr BP at the time of the Alpine iceman. *Journal of Quaternary Science* 19, 5, 423-430.
- Magny M., Leuzinger U., Bortenschlager S., Haas J.N. 2006. Tripartite climate reversal in Central Europe 5600-5300 years ago. *Quaternary Research* 65, 3-19.
- Magny M., Begeot C., Guiot J., Peyron O. 2003. Contrasting patterns of hydrological changes in Europe in

- response to Holocene climate cooling phases, *Quaternary Science Reviews* 22, 1589-1596
- Magny M, de Beaulieu JL, Drescher-Schneider R, Vannière B, Walter-Simonnet AV, Miras Y *et al.* 2007a. Holocene climate changes in the central Mediterranean as recorded by lake-level fluctuations at Lake Accesa (Tuscany, Italy). *Quaternary Science Reviews* 26, 1736–1758
- Magny M, Vannière B, de Beaulieu J.L., Bégeot C, Heiri O, Millet L *et al.* 2007b. Early-Holocene climatic oscillations recorded by lake-level fluctuations in west-central Europe and in central Italy. *Quaternary Science Reviews* 26, 1951-1964.
- Magny M., Gauthier E., Vannière B., Peyron O., 2008. Palaeohydrological changes and human impact history over the last millennium recorded at Lake Joux in the Jura Mountains (Switzerland). *The Holocene* 18, 2, 255-265.
- Magny M., Galop D., Bellintani P., Desmet M., Didier J., Haas J.N. 2009a. Late-Holocene climatic variability south of the Alps as recorded by lake-level fluctuations at Lake Ledro (Trentino, Italy). *The Holocene* 19, 4, 575–589.
- Magny M., Vannière B., Zanchetta G., Fouache E., Touchais G., Petrika L., Coussot C., Walter-Simonnet A.V., Arnaud F. 2009b. Possible complexity of the climatic event around 4300-3800 cal. BP in the central and western Mediterranean. *The Holocene* 19, 6, 823-833.
- Magny M., Arnaud F., Holzhauser H., Chapron E., Debret M., Desmet M., Leroux A., Millet L., Revel M., Vannière B., 2010. Solar and proxy-sensitivity imprints on palaeohydrological records for the last millennium in west-central Europe. *Quaternary Research* 73, 173–179.
- Magny M., Peyron O., Gauthier E., Vannière B., Millet L., Vermot-Desroches B. 2011a. Quantitative estimates of temperature and precipitation changes over the last millennium from pollen and lake-level data at Lake Joux, Swiss Jura Mountains. *Quaternary Research* 75, 45-54.
- Magny M., Bossuet G., Ruffaldi P., Leroux A., Mouthon J., 2011b. Orbital imprint on Holocene palaeohydrological variations in west-central Europe as reflected by lake level changes at Cerin (Jura Mountains, eastern France). *Journal of Quaternary Science* 26, 2, 171-177.
- Magny M., Arnaud F., Billaud Y., Marquet A., 2012. Lake-level fluctuations at Lake Bourget (eastern France) around 4500-3500 cal BP and their palaeoclimatic and archaeological implications. *Journal of Quaternary Science*.
- Maisch M., 1981. Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz). *Physische Geographie* 3, 1–215.
- Maisch M., 1982. Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials. *Geographica Helvetica* 37, 93–104.
- Maisch M., 1987. Zur Gletschergeschichte des alpinen Spätglazials: Analyse und Interpretation von Schneegrenzdaten. *Geographica Helvetica* 42, 63–71.
- Maisch M. 1995. Gletscherschwundphasen im Zeitraum des ausgehenden Spätglazials (Egesen-Stadium) und seit dem Hochstand von 1850 sowie Prognosen zum künftigen Eisrückgang in den Alpen. In Gletscher im ständigen Wandel. Jubiläums-Symposium der Schweizerischen Gletscher-Kommission 199: Verbier (VS), 81–101.
- Maisch M., Wipf A., Denneler B., Battaglia J., Benz C., 1999. *Die Gletscher der Schweizer Alpen. Gletscherhochstand 1850, Aktuelle Vergletscherung, Gletscherschwund- Szenarien*. Vdf Hochschulverlag ETH Zürich, 373 p.
- Maisch M., Brandova D., Ivy-Ochs S., Kubik P.W., 2005. Exposure dating on moraines of the Morteratsch glacier (Bernina region, Upper Engadine, GR) In Haeberli W., Giardini D. (Eds) *Proceedings of the 3rd Swiss Geoscience Meeting, Zürich*, 181-182.
- Mangerud J., Andersen S.T., Berglund B.E., Donner J.J., 1974. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas* 3, 109-128.

- Mangini A., Spötl C., Verdes P., 2005. Reconstruction of temperature in the Central Alps during the past 2000 yr from a $\delta^{18}\text{O}$ stalagmite record. *Earth and Planetary Science Letters* 235, 741-751.
- Mangini A., Verdes P., Spötl C., Scholz D., Vollweiler N., Kromer B., 2007. Persistent influence of the North Atlantic hydrography on central European winter temperature during the last 9000 years. *Geoph. Res. Lett.* 34, L02704, doi:10.1029/2006GL028600.
- Mann M.E., Zhang Z., Hughes M.K., Bradley R.S., Miller S.K., Rutherford S., Ni F., 2008. Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia. *P.N.A.S.* 105, 36, 13252-13257.
- Marcoux N., 2000. *Les effets du climat et de la pollution automobile sur la croissance des conifères de la vallée de Chamonix, France*. Thèse de Doctorat, Université Aix-Marseille III – Université Laval, Québec, 162 p.
- Martin S., 1977. Analyse et reconstitution de la série de bilans annuels du glacier de Sarennes, sa relation avec les fluctuations du niveau de trois glaciers du massif du Mont Blanc (Bossons, Argentières, Mer de Glace). *Zeitschrift Fur Gletscherkunde und Glazialgeologie* 13, 1-2, 127-153.
- Marzeion B., Hofer M., Jarosch A.H., Kaser G., Mölg T. 2012. A minimal model for reconstructing interannual mass balance variability of glaciers in the European Alps. *The Cryosphere* 6, 71–84.
- Masarik J., Frank M., Schäfer J.M., Wieler R. 2001. Correction of in situ cosmogenic nuclide production rates for geomagnetic field intensity variations during the past 800,000 years. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65, 2995–3003.
- Masarik J. Wieler R., 2003. Production Rates of Cosmogenic Nuclides in Boulders. *Earth Planet. Sci. Lett.* 216, 201-208.
- Masson-Delmotte V., Dreyfus G., Braconnot P., Johnsen S., Jouzel J., Kageyama M., Landais A., Loutre M.-F., Nouet J., Parrenin F., Raynaud D., Stenni B., Tüenter E., 2006. Past temperature reconstructions from deep ice cores: relevance for future climate change. *Climate of the Past* 2, 2, 2006, 145-165.
- Matthews J.A. 1997. Dating problems in the investigation of Scandinavian Holocene glacier variations. In Frenzel B., Boulton G.S., Gläser B. Huckriede S., (Eds), *Glacier fluctuations during the Holocene, Paläoklimaforschung* 24, 141-157.
- Matthews J.A., 2005. Little Ice Age glacier variations in Jotunheimen, southern Norway : a study in regionally controlled lichenometric dating of recessional moraines with implications for climate and lichen growth rates. *The Holocene* 15, 1, 1-19.
- Matthews J.A., Petch J.R., 1982. Within-valley asymmetry and related problems of Neoglacial lateral moraine development at certain Jotunheimen glaciers, southern Norway. *Boreas* 11, 225-247.
- Matthews J.A., Briffa K.R., 2005. The 'Little Ice Age': re-evaluation of an evolving concept. *Geografiska Annaler* 87A, 17-36.
- Matthews J.A., Dresser P.Q., 2008. Holocene glacier variation chronology of the Smørstabbtindan massif, Jotunheimen, Norway, and the recognition of European Neoglacial Events. *The Holocene* 18, 181-201.
- Matthews J.A., Trenbith H.E., 2011. Growth rate of a very large crustose lichen (*Rhizocarpon* subgenus) and its implications for lichenometry. *Geografiska Annaler* 93 A, 27-39.
- Matthews J.A., Berrisford M.S., Dresser P.Q., Nesje A., Dahl S.O., Bjune A.E., Bakke J., Birks H.J.B., Lie Ø., Dumayne-Peaty L., Barnett C., 2005. Holocene glacier history of Bjørnbreen and climatic reconstruction in central Jotunheimen, Norway, based on proximal glaciofluvial stream-bank mires. *Quaternary Science Reviews* 24, 67-90.
- Mauquoy D., van Geel B., Blaauw M., Speranza A., van der Plicht, J., 2004. Changes in solar activity and Holocene climate shifts derived from ^{14}C wiggle-match dated peat deposits. *The Holocene* 14, 45-52.
- Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Stager, J.C., Karlén, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R.,

- Steig, E.J., 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research* 62, 243-255.
- Mayr F., 1964. Untersuchungen über Ausmass und Folgen der Klima- und Gletscherwankungen seit dem Beginn der postglazialen Wärmezeit. *Zeitschrift für Geomorphologie* 8, 257-285.
- Mayr F., 1968. Postglacial glacier fluctuations and correlative phenomena in the Stubai Mountains, Eastern Alps, Tyrol. In Richmond G.M. (Ed.), *INQUA 1965, Glaciation of the Alps*, University of Colorado Studies, Series in Earth Sciences n°7, 167-177.
- Mayr F., 1969. Die postglazialen Gletscherschwankungen des Mont-Blanc-Gebietes. *Zeitschr. f. Geomorph.*, Suppl.-Bd., 8, 31-57.
- Mayr C., Frenzel B., Friedrich M., Spurk M., Stichler W., Trimborn P., 2003. Stable carbon- and hydrogen-isotope ratios of subfossil oaks of southern Germany: methodology and application to a composite record for the Holocene. *The Holocene* 13, 393-402.
- McCarthy D.P., 1999. A biological basis for lichenometry ? *Journal of Biogeography*, 26, 379-386.
- McCarthy D.P., 2003. Estimating lichenometric ages by direct and indirect measurement of radial growth: a case study of *Rhizocarpon* agg. at the Illecillewaet Glacier, British Columbia. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 35, 2, 203-213.
- McCarroll D., 1994. A new approach to lichenometry: dating single-age and diachronous surfaces. *The Holocene* 4, 4, 383-396.
- Meier A., 1986. *Studien zur postglazialen Geschichte der Gletscher im Lötschental: glazialmorphologische Untersuchung am Langgletscher, Dischliggletscher und Jägigletscher*. Diplomarbeit, Institut de Géographie, Univ. Zürich.
- Meier M.F., Tangborn W.V., 1965. Net budget and flow of South Cascade Glacier Washington. *Journal of Glaciology* 5, 547-566.
- Meier M.F., Dyurgerov M.B., Rick U.K., O'Neal S., Pfeffer T.W., Anderson R.S., Anderson S.P., Glazovskiy A.F., 2007. Glaciers and ice caps to dominate sea level rise through 21st century. *Science* 317, 1064-1067.
- Menounos B., Clague J.J., Osborn G., Luckman B.H., Lakerman T.R., Minkus R., 2008. Western Canadian glaciers advance in concert with climate change circa 4.2 ka. *Geoph. Res. Lett.* vol. 35, L07501, doi:10.1029/2008GL033172.
- Menounos B., Osborn G., Clague J.J., Luckman B.H., 2009. Latest Pleistocene and Holocene glacier fluctuations in western Canada. *Quaternary Science Reviews* 28, 2049-2074.
- Merchel S., Herpers U., 1999. An update on radiochemical separation techniques for the determination of long-lived radionuclides via Accelerator Mass Spectrometry. *Radiochimica Acta* 84, 215-219.
- Merchel S., Arnold M., Aumaitre G., Benedetti L., Bourles D.L., Braucher R., Alifimov V., Freeman S.P.H.T., Steier P., Wallner A., 2008. Towards more precise ¹⁰Be and ³⁶Cl data from measurements at the 10⁻¹⁴ level : Influence of sample preparation. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 266, 4921-4926.
- Milankovitch M., 1941. Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. Royal Serbian Academy Special Publication 133, Belgrade, 633 pp (traduction anglaise publiée en 1969 par le programme israélien de traduction scientifique, US Dept. Comm.).
- Millet L., Ortu E., Miras Y., Heiri O., Magny M., Beaulieu J-L., 2008. Les assemblages de Chironomidae et les cortèges polliniques, outils de reconstitutions quantitatives des changements du climat holocène : une approche croisée au Col du Petit St Bernard (lac « Dessus-Verney », 2280 m). Actes de la table ronde Juralp. *Collection EDYTEM* 6, 65-76.
- Millet L., Arnaud F., Heiri O., Magny M., Verneaux V., Desmet M. 2009. Late-Holocene summer temperature reconstruction from chironomid assemblages of Lake Anterne, northern French Alps. *The Holocene* 19, 2, 317-328.
- Miltenburg J., 1986. *Verkenning naar de toepasbaarheid van lichenometrie in de Franse Alpen*. MSc report,

Faculty of Geographical Sciences, Utrecht University.

- Morel P., von Blanckenburg F., Schaller M., Kubik P.W., 2003. Lithology, landscape dissection and glaciation controls on catchment erosion as determined by cosmogenic nuclides in river sediment (the Wutach Gorge, Black Forest). *Terra Nova* 15, 398–404.
- Moser L, Fonti P, Büntgen U, Franzen J, Esper J, Luterbacher J, Frank D., 2010. Timing and duration of European larch growing season along altitudinal gradients in the Swiss Alps. *Tree Physiology* 30, 225–233
- Motta R., Nola P., 1996. Dendrochrono-ecological signal in three Stone Pine (*Pinus Cembra* L.) chronologies from the Western Italian Alps. *Dendrochronologia* 14, 43–57.
- Mougin P., 1912. Etudes glaciologiques. Savoie-Pyrénées. Tome III. Imprimerie Nationale, Paris, 166 p.
- Müller P., 1988. *Parametrisierung der Gletscher-Klima-Beziehung für die Praxis: Grundlagen und Beispiele*. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, 95, 228 p.

N

- Naveau P., Jomelli V., Cooley D., Delphine G., Rabatel, A., 2007. Modeling uncertainties in lichenometry studies. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 39, 2, 277–285.
- Nesje A., 1992. Topographical Effects on the Equilibrium-Line Altitude on Glaciers. *Geojournal* 27, 4, 383–391.
- Nesje A., Dahl S.O. 2003. Glaciers as indicators of Holocene climate change. In Mackay, A.W., Battarbee, R.W., Birks, H.J.B., Oldfield, F. (Eds.) *Global Change in the Holocene*. Arnold, London, UK.
- Nesje A., Lie Ø., Dahl S.O., 2000. Is the North Atlantic Oscillation reflected in Scandinavian glacier mass balance records? *J. Quat. Sci.* 15, 6, 587–601.
- Nesje A., Dahl S.O., Bakke J., 2004. Were abrupt Lateglacial and early- Holocene climate changes in NW Europe linked to freshwater outbursts to the North Atlantic and Arctic Oceans? *The Holocene* 14, 299–310.
- Nesje A., Dahl S. O., Thun T., Nordli Ø. 2008. The ‘Little Ice Age’ glacial expansion in western Scandinavia: summer temperature or winter precipitation ? *Clim. Dyn.* 30, 789–801.
- Nesje A., Pilø L., Finstad E., Solli B., Wangen V., Ødegård R.S., Isaksen K., Støren E., Bakke D., Andreassen L., 2011. The climatic significance of artefacts related to prehistoric reindeer hunting exposed at melting ice patches in southern Norway. *The Holocene* 22, 4, 485–496.
- Neuenschwander T., 2008. *Climate sensitivity of a millennial-long Larix decidua tree-ring chronology in the French Maritime Alps*. Mémoire de Master, Université de Bern, 71 p.
- Nicault A., Bégin Y., Guiot J., 2010. Standardisation des séries dendrochronologiques. In Payette S., Filion L. (Eds) *La Dendroécologie: principes, méthodes et applications*. Presses de l’Université de Laval, Québec, Québec, 199–227.
- Nicolussi K., 1990. Bilddokumente zur Geschichte des Vernagtferners im 17. Jahrhundert. *Zeitschr. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie* 26, 2, 97–119.
- Nicolussi K., 1995. Jahrringe und Massenbilanz. Dendroklimatologische Rekonstruktion der Massenbilanzreihe des Hintereisferners bis zum Jahr 1400 mittels *Pinus cembra*-Reihen aus den Ötztaler Alpen, Tirol. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 30, 11–52.
- Nicolussi K., 2009a. Klimaentwicklung in den Alpen während der letzten 7000 Jahre. Impulsreferate, 109–124.
- Nicolussi K., 2009b. Alpine Dendrochronologie – Untersuchungen zur Kenntnis der holozänen Umwelt- und Klimaentwicklung. In Schmidt R., Matulla C., Psenner R. (Eds), *Klimawandel in Österreich* (Innsbruck

- University Press) Alpine Space – man & environment 6, 41-54.
- Nicolussi K., 2011. Gletschergeschichte der Pasterze - Spurensuche in die nacheiszeitliche Vergangenheit. In Lieb G.K., Slupetzky H. (Eds), Die Pasterze. Herausgeber Nationalpark Hohe Tauern und Österreichischer Alpenverein, Verlag Anton Pustet, Salzburg, 24-27.
- Nicolussi K., Patzelt G. 1996. Reconstructing glacier history in Tyrol by means of tree-ring investigations. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 32, 207-215.
- Nicolussi K., Lumassegger G., 1997. Tree-ring growth of *Pinus cembra* at the timberline in the central Eastern Alps: preliminary results, Rapport, Institut für Hochgebirgsforschung - Jahresbericht 1997.
- Nicolussi K., Patzelt G., 2000. Discovery of early-Holocene wood and peat on the forefield of the Pasterze glacier, Eastern Alps, Austria. *The Holocene* 10, 2, 191-199.
- Nicolussi K., Patzelt G., 2001. Untersuchungen zur holozänen gletscherentwicklung von Pasterze und Gepatschferner (Ostalpen). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 36, 1-87.
- Nicolussi K., Bortenschlager S., Körner Ch., 1995. Increase in treering width in subalpine *Pinus cembra* from the central Alps that may be CO₂-related. *Trees* 9, 181-189.
- Nicolussi K., Lumassegger G., Patzelt G., Pindur P., Schießling P. 2004. Aufbau einer holozänen Hochlagen-Jahrring-Chronologie für die zentralen Ostalpen: Möglichkeiten und erste Ergebnisse. In Innsbrucker Geographische Gesellschaft (Hrsg.), Innsbrucker Jahresbericht 2001/2002, 16, 114-136.
- Nicolussi K., Kaufmann M., Patzelt G., Van Der Plicht J., Thurner A., 2005. Holocene tree-line variability in the Kauner valley, Central Eastern Alps, indicated by dendrochronological analysis of living trees and subfossil logs. *Vegetation History and Archaeobotany* 14, 3, 221-234.
- Nicolussi K., Jörin U., Kaiser K.F., Patzelt G., Thurner A. 2006. Precisely dated glacier fluctuations in the Alps over the last four millenia. In Price M.F. (Ed) *Global change in mountain regions*. Sapiens Publishing, 59-60.
- Nicolussi K., Kauffmann M., Melvin T.M., Van Der Plicht J., Schiessling P., Thurner A. 2009. A 9111 year long conifer tree ring chronology from the European Alps: a base for environmental and climatic investigations. *The Holocene* 19, 6, 909-920.
- Nicolussi K., Dessauges A., Thurner A., Leuenberger M., Schlüchter C., 2011. Calendar-dated evidence for an 8.2 ka event related glacier advance in the European Alps. Communication orale, XVIII INQUA Congress, Bern.
- Nicoud G., Bourlès D., Hyppolite J.C., Carcaillet J., Coutterand S., Paillet A., 2009. Sur l'âge Dryas récent des moraines frontales du Villaron à Bessans. Implications dans la lithostratigraphie locale de la déglaciation de la haute vallée de l'Arc (Maurienne-Savoie-France). *Rencontre datations – les formations superficielles en domaine continental : apport des nouvelles méthodes de datation*. Montpellier, 4 Juin 2009.
- Nishiizumi K., Kohl C.P., Arnold J.R., Winterer E.L., Lal D., Klein J., Middleton R., 1989. Cosmic ray production rates of ¹⁰Be and ²⁶Al in quartz from glacially polished rocks. *Journal of Geophysical Research* 94, B12, 17907-17915.
- Nothegger B., 1997. Palynologische Untersuchungen zur Ermittlung von Waldgrenz- und Klimaschwankungen in den Ostalpen anhand der Profile Schönwies und Rotmoos. Dissertation University of Innsbruck, 54 p.
- Novák M., Miková J., Krachler M., Kosler J., Erbanová L., Prechová E., Jacková I., Fottová D., 2010. Radial distribution of lead and lead isotopes in stem wood of Norway spruce: a reliable archive of pollution trends in Central Europe. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74, 4207-4218.
- Nussbaumer S.U., Zumbühl H.J., Steiner D., 2007. Fluctuations of the Mer de Glace (Mont Blanc area, France) AD 1500-2050: an interdisciplinary approach using new historical data and neural network simulations. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 40, 1-183.
- Nussbaumer S.U., Zumbühl H.J., 2012. The Little Ice Age history of the Glacier des Bossons (Mont Blanc massif, France): a new high-resolution glacier length curve based on historical documents. *Climatic*

Change 111, 301-334.

- Nussbaumer S.U., Steinhilber F., Trachsel M., Breitenmoser P., Beer J., Blass A., Grosjean M., Hafner A., Holzhauser H., Wanner H., Zumbühl H.J., 2011. Alpine climate during the Holocene: a comparison between records of glaciers, lake sediments and solar activity. *Journal of Quaternary Science* 26, 7, 703-713.
- Nye J.F., 1960. The Response of Glaciers and Ice-Sheets to Seasonal and Climatic Changes: *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 256, 1287, 559-584.

O

- Oberhuber W., 2004. Influence of climate on radial growth of *Pinus cembra* within the alpine timberline ecotone. *Tree Physiol.* 24, 291-301.
- Oberhuber W., Kofler W., 2003. Effects of climate and slope aspect on radial growth of Cembran Pine (*Pinus cembra* L.) at the alpine timberline ecotone on Mt. Patscherkofel (Tyrol, Austria). *Austr J For Sci* 120, 39-50.
- Oberhuber W., Kofler W., Pfeifer K., Seeber A., Gruber A., and Wieser G., 2008. Long-term changes in tree-ring-climate relationships at Mt. Patscherkofel (Tyrol, Austria) since the mid 1980s. *Trees* 22, 31-40.
- Oerlemans J., 1989. On the response of valley glaciers to climatic change. In *Glacier Fluctuations and Climatic Change* (ed. Oerlemans J.), Reidel, 353-371.
- Oerlemans J., 1994. Quantifying global warming from the retreat of glaciers. *Science* 264, 243-245.
- Oerlemans J., 1997. Climate Sensitivity of Franz-Josef Glacier, New Zealand, as revealed by numerical modelling. *Arctic and Alpine Research* 29, 2, 233-239.
- Oerlemans J., 2001. *Glaciers and climate change*. Lisse, etc., A.A. Balkema.
- Oerlemans J., 2005. Extracting a climate signal from 169 glacier records. *Science* 308, 5722, 675-677.
- Oerlemans J., 2007. Estimating response times of Vadret da Morteratsch, Vadret da Palü, Briksdalsbreen and Nigardsbreen from their length records. *Journal of Glaciology* 53, 182, 357-362.
- Oerlemans J., 2008. *Minimal Glacier Models*. Igitur, Utrecht University, 90 p.
- Oerlemans J., Reichert B.K., 2000. Relating glacier mass balance to meteorological data by using a seasonal sensitivity characteristic, *Journal of Glaciology* 46, 152, 1-6.
- Ohmura A., Kasser P., Funk M., 1992. Climate at the equilibrium line of glaciers. *Journal of Glaciology* 38, 130, 397-407.
- O'Neal M.A., 2006. The effects of slope degradation on lichenometric dating of Little Ice Age moraines. *Quaternary Geochronology* 1, 121-128.
- Orombelli G., 1998. Le torbe del Rutor : una successione significativa per la storia olocenica dei ghiacciai e del clima nelle alpi. *Mem. Soc Geogr. It.* 55, 153-165.
- Orombelli G., Porter S., 1982. Late Holocene fluctuations of Brenva Glacier. *Geografia Fisica e Dinamica del Quaternario* 5, 14-37.
- Orombelli G., Porter S.C., 1983. Lichen growth curves for the southern flank of the Mont Blanc massif in the western Italian Alps. *Arctic and Alpine Research* 15, 193-200.
- Orombelli G., Pelfini M., 1985. Una fase di avanzata glaciale nell'Olocene superiore, precedente alla Piccola Glaciazione, nelle Alpi Centrali. *Rendiconti Società Geologica Italiana* 8, 17-20.
- Orombelli G., Mason P., 1997. Holocene glacier fluctuations in the Italian alpine region In Frenzel B., Boulton G.S., Gläser B. Huckriede S., (Eds), *Glacier fluctuations during the Holocene. Paläoklimaforschung* 24, 59-65.
- Ortu E., Peyron O., Bordon A., de Beaulieu J.L., Consolata Siniscalco C., Caramiello R. 2008. Lateglacial and Holocene climate oscillations in the South-western Alps: An attempt at quantitative reconstruction.

- Quaternary International* 190, 71-88.
- Osborn G., 1978. Fabric and origin of lateral moraines, Bethartoli Glacier, Garhwal, Himalaya, India. *Journal of Glaciology* 20, 84, 547-553.
- Osborn G., 1986. Lateral-moraine stratigraphy and Neoglacial history of Bugaboo Glacier, British Columbia. *Quaternary Research* 26, 171-178.
- Osborn G.D., Karlstrom E.T., 1989. Holocene moraine and paleosol stratigraphy, Bugaboo Glacier, British Columbia. *Boreas* 18, 311-322.
- Osborn G.D., Robinson B.J., Luckman B.H., 2001. Holocene and latest Pleistocene fluctuations of Stutfield Glacier, Canadian Rockies. *Canadian Journal of Earth Sciences* 38, 1141-1155.
- Osborn G., Menounos B., Koch J., Clague J.J., Vallis V., 2007. Multi-proxy record of Holocene glacial history of the Spearhead and Fitzsimmons ranges, southern British Columbia. *Quaternary Science Reviews* 26, 479-493.
- Osmaston H., 2005. Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the Area×Altitude, the Area×Altitude Balance Ratio and the Area×Altitude Balance Index methods and their validation. *Quaternary International* 138-139, 22-31.
- Owen L.A., Thackray G., Anderson R.S., Briner J., Kaufman D., Roe G., Pfeffer W., Yi, C., 2009. Integrated research on mountain glaciers: current status, priorities and future prospects. *Geomorphology* 103, 158-171.
- Ozenda P., 1985. *La végétation de la chaîne alpine dans l'espace montagnard européen*. Masson, Paris.

P

- Paasche Ø., Bakke J. 2009. The Holocene Turnover - A global climatic shift at ~4 Ka. *Geophysical Research Abstracts* 11, 14017.
- Pallàs R., Rodès A., Braucher R., Bourlès D., Delmas M., Calvet M., Gunnell Y., 2010. Small, isolated glacial catchment as priority targets for cosmogenic surface exposure dating of Pleistocene climate fluctuations, southeastern Pyrenees. *Geology* 38, 10, 891-894.
- Patzelt G. 1974. Holocene variations of glaciers in the Alps. Colloques Internationaux du CNRS, n°219 – Les méthodes quantitatives d'étude des variations du climat au cours du Pleistocène, 51-59.
- Patzelt G., 1995. Holocene glacier and climate variations - 7th Eastern Alps Traverse (D. van Husen). In INQUA 1995 *Quaternary field trips in Central Europe*. Schirmer E. (Ed.), vol. 1, 385 - 389, Vlg. F. Pfeil, München.
- Patzelt, G., Bortenschlager, S., 1973. Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). *Zeitschrift für Geomorphologie* N.F. Suppl. bd. 16, 25-72.
- Patzelt G., Bortenschlager S., Nicolussi K., Poscher G., 1990. Exkursionstagung Neue Ergebnisse der Holozänforschung in Tirol, Innsbruck, 45 p.
- Patzelt G., Bortenschlager S., Poscher G., 1996. Exkursion A1 Tirol: Ötztal – Inntal. – DEUQUA 1996, Exkursionsführer, 23 p.
- Patzelt G., Stötter J., Nicolussi K., Wastl M., 2007. Indicators of past and present climate changes - excursion from Obergurgl to Gurgler Ferner. In Kellerer-Pirklbauer A., Keiler M., Embleton-Hamann C., Stötter, J. (Eds.), *Geomorphology for the Future, Joint-Meeting of the Commission on Geomorphology of the Austrian Geographical Society and the IAG Working Group on Geomorphology and Global Environmental Change, Obergurgl, Austria, September 2-7, 2007 Conference Proceedings*, pp. 13-22. Innsbruck University Press (Conference Series), Innsbruck.
- Paul F., Machguth H., Hoelzle M., Salzmann N., Haeberli W., 2008. Alpine-wide distributed glacier mass

- balance modelling: a tool for assessing future glacier change? In Orlove B. et al (Eds.) Darkening Peaks: Glacier Retreat, Science, and Society. Berkeley, US, 111-125.
- Paul F., Frey H., Le Bris R., 2011. A new glacier inventory for the European Alps from Landsat TM scenes of 2003: Challenges and results. *Annals of Glaciology* 52, 59, 144-152.
- Pech P., Jomelli V., Baumgart-Kotarba M., Bravard J.-P., Chardon M., Jacob N., Kedzia S., Kotarba A., Raczkowska Z., Tsao C., 2003. A lichenometric growth curve in the French Alps: Ailefroide and Veneon valleys; Massifs des Ecrins. *Geodinamica Acta* 16, 187-193.
- Pelfini M. 1988. Contributo alla conoscenza delle fluttuazioni oloceniche del Ghiacciaio dei Forni. *Natura Bresciana* 24, 237-257.
- Pelfini M., Belloni S., Rossi G., Strumia G. 1998. Response time of the Lys Glacier (Valle d'Aosta). An example of a dendrogeomorphological and environmental study. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 20, 329-338.
- Pelfini M., Santilli M., Leonelli G., Bozzoni M., 2007. Investigating surface movements of debriscovered Miage glacier, Western Italian Alps, using dendroglaciological analysis. *Journal of Glaciology* 53, 141-152.
- Pelto M.S., 2010. Forecasting temperate alpine glacier survival from accumulation zone observations. *The Cryosphere* 4, 67-75.
- Pelto M.S., Hedlund C., 2001. The terminus behaviour and response time of North Cascade glaciers. *Journal of Glaciology* 47, 158, 497-506.
- Penck A., Brückner E., 1901/09. Die Alpen im Eiszeitalter, v. 1-3, Tauchnitz.
- Pentecost A., 1979. Aspect and slope preferences in a saxicolous lichen community. *Lichenologist* 11, 1, 81-83.
- Pentecost A., 1981. Aspects of competition in saxicolous lichen communities. *Lichenologist* 12, 135-144.
- Petit J. R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N. I., Barnola J.-M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Devis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V. M., Legrand M., Lipenkov V. Y., Lorius C., Pepin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. 1999. Climate and atmospheric history of the past 420 000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399 (6735), 429-436.
- Petitcolas V., Rolland C., 1998. Comparaison dendroécologique de *Larix decidua* Mill., *Pinus cembra* L. et *Pinus uncinata* Mill. Ex Mirb. dans l'étage subalpin du Briançonnais (Hautes-Alpes, France). *Ecology* 29, 305-310.
- Pfeifer K., Kofler W., Oberhuber W., 2005. Climate related causes of distinct radial growth reductions in *Pinus cembra* during the last 200 years. *Veg. Hist. Archaeobot.* 14, 211-220.
- Pichler T., Nicolussi K., Klaunzer M., Goldenberg G., 2011. Old wood - new investigations. Dendrochronological results on mining timber from the prehistoric copper mine Kelchalm/Kitzbühel. In Maaten-Theunissen M. van der, Spiecker H., Gärtner H., Heinrich I., Helle G. (eds.), TRACE - Tree Rings in Archaeology, Climatology and Ecology 9, 122-125.
- Pindur P., Heuberger H. 2010. Zur holozänen Gletschergeschichte im Zemmgrund in den Zillertaler Alpen, Tirol (Ostalpen), *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Bd. 42 (2008), H. 2, S. 21-89.
- Pilcher J.R., 1990 Sample preparation, cross-dating and measurement, In E R Cook, L A Kairiukstis (eds) *Methods of dendrochronology. Applications in the environmental science.*, Dordrecht (Kluwer), 40-51.
- Pini R., Aceti A., Badino F., Maggi V., Orombelli G., Raiteri L., Ravazzi C., 2011. High-altitude environments and glacier fluctuations in the Western sector of the Aosta valley during the Holocene. *Il Quaternario* 24, 117-119.
- Pla S., Catalan J., 2005. Chrysophyte cysts from lake sediments reveal the submillennial winter/spring climate variability in the northwestern Mediterranean region throughout the Holocene. *Clim. Dynam.* 24, 263-278.

- Poelt J., 1988. Rhizocarpon Ram. Em. Th. Fr. Subgen. Rhizocarpon in Europe. *Arctic and Alpine Research* 20, 3, 292-298.
- Porter S.C. Denton, G.H. 1967. Chronology of Neoglaciation in the North American Cordillera. *American Journal of Science* 265, 177-210.
- Porter S.C. 2000. Onset of Neoglaciation in the Southern Hemisphere. *Journal of Quaternary Science* 15, 4, 395-408.
- Porter S.C., Orombelli G. 1985. Glacier contraction during the middle Holocene in the western Italian Alps : Evidence and implications. *Geology* 13, 296-298.
- Preusser F., Geyh M.A., Schlüchter Ch., 2003. Timing of Late Pleistocene climate change in lowland Switzerland. *Quaternary Science Reviews* 22, 1435-1445.
- Preusser F, Schlüchter C, Drescher-Schneider R, Ivy-Ochs S, Kelly M., 2006. Comment on 'First evidence of "in-situ" Eemian sediments on the high plateau of Evian (Northern Alps, France) : implications for the chronology of the Last Glaciation' by Guiter F. et al. *Quaternary Science Reviews* 25, 645-647.
- Proctor M.C.F., 1983. Sizes and growth rates of thalli of the lichen Rhizocarpon geographicum on the moraines of the Glacier de Valsorey, Valais, Switzerland. *Lichenologist* 15, 249-262.
- Putkonen J., Swanson T. 2003. Accuracy of cosmogenic ages for moraines. *Quaternary Research* 59, 255-261.
- Putkonen J., O'Neal M. 2006. Degradation of unconsolidated Quaternary landforms in the western North America. *Geomorphology* 75, 408-419.
- Putkonen J., Connolly J., Orloff T. 2008. Landscape evolution degrades the geologic signature of past glaciations. *Geomorphology* 97, 208-217.
- Putnam A.E., Schaefer J.M., Barrell D.J.A., Vandergoes M., Denton G.H., Kaplan M.R., Finkel R.C., Schwartz R., Goehring B.M., Kelley S.E., 2010. In situ cosmogenic ^{10}Be production-rate calibration from the Southern Alps, New Zealand. *Quaternary Geochronology* 5, 392-409.

R

- Rabassa J., Rubulis S., Suárez J., 1979. Rate of formation and sedimentology of (1976-1978) push-moraines, Frias Glacier, Mount Tronador ($41^{\circ}10'S$; $71^{\circ}53'W$), Argentina. In Schlüchter C. (Ed.), *Moraines and Varves*. Balkema, Rotterdam, The Netherlands, 65-79.
- Rabatel A., Dedieu J.P., Thibert E., Letréguilly A., Vincent C., 2008. 25 years (1981-2005) of equilibrium-line altitude and mass-balance reconstruction on Glacier Blanc, French Alps, using remote-sensing methods and meteorological data. *Journal of Glaciology* 54, 185, 307-314.
- Rahmstorf S., 2000. The Thermohaline Ocean Circulation: A System with Dangerous Thresholds? *Climatic Change* 46, 3, 247-256.
- Rahmstorf S. 2002. Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature* 419, 207-214.
- Rahmstorf R., 2006. Thermohaline Ocean Circulation. In Encyclopedia of Quaternary Sciences, Edited by S. A. Elias. Elsevier, Amsterdam.
- Raper S.C.B., Braithwaite R.J. 2009. Glacier volume response time and its link to climate and topography based on a conceptual model of glacier hypsometry. *The Cryosphere* 3, 183-194.
- Rasmussen S.O., Andersen K.K., Svensson A.M., Steffensen J.P., Vinther B.M., Clausen H.B., Siggaard-Andersen M.-L., Johnsen S.J., Larsen L.B., Dahl-Jensen D., Bigler M., Röthlisberger R., Fischer H., Goto-Azuma K., Hansson M.E., Ruth U., 2006. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *J. Geophys. Res.* 111, D06102, doi:10.1029/2005JD006079.
- Rasmussen S.O., Vinther B.M., Clausen H.B., Andersen K.K., 2007. Early Holocene climate oscillations

- recorded in three Greenland ice cores. *Quaternary Science Reviews* 26, 15-16, 1907-1914.
- Ravanel L., Allignol F., Deline P., 2009. Désenglacement du Haut basin versant du Vorz (massif de Belledonne, Isère) au Tardiglaciaire et à l'Holocène. *Collection EDYTEM* 8, 23-36.
- Ravazzi C., Pelfini M., Orombelli G., Carton A., Baroni C. 2001. The maximum neoglacial advance of 3 major glaciers in the Italian Alps and its climatic framing. PAGES - PEPIII: Past Climate Variability Through Europe and Africa, 27-31 Aout 2001, Aix-en-Provence, France.
- Ravazzi C., Aceti A. 2004. The timberline and treeline ecocline altitude during the Holocene Climatic Optimum in the Italian Alps and the Apennines. In Antonioli F., Vai G.B. (Eds.), *Litho-paleoenvironmental maps of Italy during the last two climatic extremes*. Explanatory notes. 32nd International Geological Congress, Firenze 2004.
- Rea B.R. 2009. Defining modern day Area-Altitude Balance Ratio (AABRs) and their use in glacier-climate reconstructions. *Quaternary Science Reviews* 28, 237-248.
- Reasoner M.A., Tinner W. 2008. Holocene treeline fluctuations. In *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*, Gornitz V (Ed.), Springer, Dordrecht, 442-446.
- Reichert B.K., Bengtsson L., Oerlemans J. 2001. Midlatitude forcing mechanisms for glacier mass balance investigated using general circulation models. *J. Clim.* 14, 3767-3784.
- Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Burr G.E., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., F.G. McCormac, Manning S.W., Reimer R.W., Richards D.A., Southon J.R., Talamo S., Turney C.S.M., van der Plicht J., Weyhenmeyer C.E. 2009. *Radiocarbon* 51, 1111-1150.
- Renner F. 1982. *Beiträge zur Gletschergeschichte des Gottardgebietes und dendroklimatologische Analysen an fossilen Hölzern*. Physische Geographie 8. Zürich, 180 p.
- Renssen H., Goosse H., Muscheler R. 2006. Coupled climate model simulation of Holocene cooling events: Oceanic feedback amplifies solar forcing. *Climate of the Past* 2, 79-90.
- Renssen H., Goosse H., Fichet T., 2007. Simulation of Holocene cooling events in a coupled climate model. *Quaternary Science Reviews* 26, 2019-2029.
- Renssen H., Seppä H., Heiri O., Roche D. M., Goosse H., Fichet T., 2009. The spatial and temporal complexity of the Holocene thermal maximum. *Nature Geoscience* 2, 411-414.
- Revel-Rolland M., Arnaud F., Chapron F., Desmet M., Givélet N., Alibert C., McCulloch M., 2005. Sr and Nd isotopes as tracers of clastic sources in Lake Le Bourget sediment (NW Alps, France) during the Little Ice Age: palaeohydrology implications. *Chem. Geol.* 224, 183-200.
- Reyes A.V., Clague J.J., 2004. Stratigraphic evidence for multiple Holocene advances of Lillooet Glacier, southern Coast mountains, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences* 41, 903-918.
- Reyes A.V., Wiles G.C., Smith D.J., Barclay D.J., Allen S., Jackson S., Larocque S., Laxton S., Lewis D., Calkin P.E., Clague J.J., 2006. Expansion of alpine glaciers in Pacific North America in the first millennium A.D. *Geology* 34, 57-60.
- Reynaud L., 1993. Glaciers of Europe-glaciers of the Alps: the French Alps. In William Jr R.S., Ferrigno J.G. (Eds) *Satellite image atlas of glaciers of the world*. U S Geol Surv Prof Pap 1386E, E23-E36.
- Reynaud L., Vincent C., 2000. Relevés de fluctuations sur quelques glaciers français. *La Houille Blanche* 5, 79-86.
- Reznichenko N.V., Davies T.R.H., Alexander D.J., 2011. Effects of rock avalanches on glacier behaviour and moraine formation. *Geomorphology* 132, 327-338.
- Reznichenko N.V., Davies T.R.H., Shulmeister J., Larsen S.H. 2012. A new technique for identifying rock avalanche-sourced sediment in moraines and some paleoclimatic implications. *Geology* 40, 319-322.
- Ribolini A., Chelli A., Guglielmin M., Pappalardo M., 2007. Relationship between glacier and rock glacier in

- the Maritime Alps, Schiantala Valley, Italy. *Quaternary Research* 68, 353-363.
- Rimbu N., Lohmann G., Kim J.-H., Arz H. W., Schneider R. 2003. Arctic/North Atlantic Oscillation signature in Holocene sea surface temperature trends as obtained from alkenone data. *Geoph. Res. Lett.* 30, 6, 1280, doi:10.1029/2002GL016570.
- Rinn F., 2005. TSAP-Win Version 0.53. User reference. 110 p.
- Robock A. 2000. Volcanic eruptions and climate. *Review of Geophysics* 38, 2, 191-219.
- Rohling E.J., Palike H., 2005. Centennial-scale climate cooling with a sudden cold event around 8,200 years ago. *Nature* 434, 975-979.
- Rolland C., 2002. Decreasing teleconnections with inter-site distance in monthly climatic data and tree-ring width networks in a mountainous Alpine area. *Theor. Appl. Climatol.* 71, 63-75.
- Rolland C, Petitcolas V, Michalet R., 1998. Changes in radial tree growth for *Picea abies*, *Larix decidua*, *Pinus cembra* and *Pinus uncinata* near the alpine timberline since 1750. *Trees* 13, 40-53.
- Rolland C., Baltensweiler W., Petitcolas V., 2001. The potential for using *Larix decidua* ring-widths in reconstructions of Larch Budmoth (*Zeiraphera diniana*) outbreak history: Dendrochronological estimates compared with insect surveys. *Trees* 15, 7, 414-424.
- Roof S., Werner A., 2011. Indirect Growth Curves Remain the Best Choice for Lichenometry: Evidence from Directly Measured Growth Rates from Svalbard. *Arctic, Antarctic and Alpine Research* 43, 4, 621-631.
- Röthlisberger F., 1976. Gletscher- und Klimaschwankungen im Raum Zermatt, Ferpecte und Arolla, *Die Alpen* 52, 59-152.
- Röthlisberger F., 1986. *10 000 Jahre Gletschergeschichte der Erde*. Verlag Sauerländer, Aarau.
- Röthlisberger H., Schneebeli W., 1979. Genesis of lateral moraine complexes, demonstrated by fossil soils and trunks ; indicators of postglacial climatic fluctuations. In Schlüchter C. (éd.) *Moraines and varves; origin, genesis, classification*, A.A. Balkema, Rotterdam, Netherlands, 387-419.
- Röthlisberger H., Haas P., Holzhauser H., Keller W., Bircher W., Renner F., 1980. Holocene climatic fluctuations - Radiocarbon dating of fossil soils (fAh) and woods from moraines and glaciers in the Alps. *Geographica Helvetica* 35, 5, 21-52.
- Rubensdotter L., Rosqvist G., 2009. Influence of geomorphological setting, fluvial-, glaciofluvial- and massmovement processes on sedimentation in alpine lakes. *The Holocene* 19, 4, 665-678.
- Ruddiman W.F. 2003. The Anthropogenic Greenhouse Era began thousands of Years Ago. *Climatic Change* 61, 261-293.
- Ryder J.M., Thompson B., 1986. Neoglaciation in the southern Coast Mountains of British Columbia: chronology prior to the late Neoglacial maximum. *Canadian Journal of Earth Sciences* 23, 273-287.

S

- Sass-Klaassen U., 2004. Exploring oaks in modern wetland woods in Europe to trace the climate signal in tree-ring series of sub-fossil bog oaks. In TRACE. Tree Rings in Archaeology, Climatology and Ecology. Vol. 2. - Juelich, Germany : Forschungszentrum Juelich GmbH, Zentralbibliothek, 67-72.
- Sass-Klaassen U., Hanraets E., 2006. Woodlands of the past - The excavation of wetland woods at Zwolle-Stadshagen (the Netherlands), Growth pattern and population dynamics of oak and ash. *Netherlands Journal of Geosciences* 85, 1, 61 - 71.
- Sailer R., Kerschner H. 1999. Equilibrium-line altitudes and rock glaciers during the Younger Dryas cooling event, Ferwall group, western Tyrol, Austria. *Annals of Glaciology* 28, 141-145.
- Salzer M.W., Hughes M.K., Bunn A.G., Kipfmüller K.F., 2009. Recent unprecedented Treering growth in bristlecone pine at the highest elevations and possible causes. *PNAS* 106, 20,348-353.

- Samolczyk M., 2011. *Latest Pleistocene and Holocene glacier fluctuations in Mount Rainier National Park, Washington, USA*. MsC Thesis, Calgary, 165 p.
- Sancho L.G., Palacios D., Marcos J., Valladares F., 2001. Geomorphological significance of lichen colonization in a present snow hollow: Hoya de Cuchillar de las Navajas, Sierra de Gredos (Spain). *Catena* 43, 323-340.
- Sancho L.G., Green T.G.A., Pintado A., 2007. Slowest to fastest: Extreme range in lichen growth rates supports their use as an indicator of climate change in Antarctica. *Flora* 202, 667-673.
- Saulnier M., Corona C., Edouard J-L., Guibal F., 2011. Climate / growth relationships in a *Pinus cembra* high-elevation network in the Southern French Alps. *Annals of forest science* 68, 189-200.
- Schaefer J.M., Denton G.H., Kaplan M., Putnam A., Finkel R.C., Barrell d.J.A., Andersen B. G., Schwartz R., Mackintosh A., Chinn T., Schlüchter C., 2009. High frequency Holocene glacier fluctuations in New Zealand differ from the northern signature. *Science* 324, 622-625.
- Schär E., Schweingruber F.H., 1988. 4000 years' forest development in pre-Christian times near a mountain lake in the Alps. *Dendrochronologia* 6, 131-140.
- Schimmelpfennig I., Schaefer J., Schlüchter C., Akcar N., Ivy-Ochs S., Finkel R., 2011. High-precision ^{10}Be chronology of Holocene glacier fluctuations in the Valais, Swiss Alps. Communication orale, XVIII INQUA Congress, Bern.
- Schindewolf I., 2010. *The Last Glacial – Interglacial Transition: an interval of high alpine-glacier dynamics in the Central and Western Swiss Alps?* Thèse de doctorat, Institut de Géologie, Bern.
- Schindewolf I., Akcar N., Kubik P.W., Schluchter C., 2011. Lateglacial and early Holocene dynamics of adjacent valley glaciers in the Western Swiss Alps. *Journal of Quaternary Science* 27, 1, 114-124.
- Schlüchter C., 1983. The readvance of the Findelengletscher and its sedimentological implications. In Evenson E.B., Schlüchter C., Rabassa J. (Eds.), *Tills and Related Deposits*. Balkema, Rotterdam, 95-104.
- Schlüchter C., 2004. The Swiss glacial record: a schematic summary. In Ehlers J., Gibbard P.L. (Eds.), *Quaternary Glaciations: Extent and Chronology Part I: Europe*. Elsevier, London, 413-418.
- Schmeits M.J., Oerlemans J., 1997. Simulation of the historical variations in length of the Unterer Grindelwaldgletscher. *Journal of Glaciology* 43, 152-164.
- Schmidt R., Koinig KA, Thompson R., Kamenik C., 2002. A multi proxy core study of the last 7000 years of climate and alpine land-use impacts on an Austrian mountain lake (Unterer Landschitzsee Niedere Tauern). *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 187, 101-120.
- Schmidt R., Roth M., Tessadri R., Weckström K., 2008. Disentangling late-Holocene climate and land use impacts on an Austrian alpine lake using seasonal temperature anomalies, ice-cover, sedimentology, and pollen tracers. *J. Paleolimnol.* 40, 453-469.
- Schneebeli, W., Roethlisberger, F. 1976. 8000 Jahre Walliser Gletschergeschichte. *Die Alpen* 52, 1-153.
- Schneebeli W., 1976. Untersuchungen von Gletscherschwankungen im Val de Bagnes. *Die Alpen* 52, 5-57.
- Schowalter T.D., Caldwell B.A., Carpenter S.E., Griffiths R.P., Harmon M.E., Ingham E.R., Kelsey R.G., Lattin J.D., Moldenke A.R., 1992. Decomposition of fallen trees: effects of initial conditions and heterotrophic colonization rates. In *Tropical ecosystems: ecology and management*. Edited by K.P. Singh and J.S. Singh. 373-383.
- Schoeneich P., 1998a. Corrélation du dernier maximum glaciaire et de la déglaciation alpine avec l'enregistrement isotopique du Groenland. *Quaternaire* 9, 3, 203-215.
- Schoeneich P., 1998b. *Le retrait glaciaire dans les vallées des Ormonts, de l'Hongrin et de l'Etivaz (Préalpes vaudoises)*. Lausanne, Institut de Géographie, Travaux et Recherches, 14, 483 p.
- Schoeneich P., 2003 - Que s'est-il passé pendant la première partie du Tardiglaciaire ? Indice d'un changement écologique majeur dès 17 – 18 000 cal BP. *Preistoria Alpina*, vol. 39, p 9 - 17.
- Schulz M., Mudelsee M., 2002. REDFIT: estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced

- paleoclimatic time series. *Computers & Geosciences* 28, 421-426.
- Schwander, J., Eicher, U. & Ammann, B. 2000. Oxygen isotopes of lake marl at Gerzensee and Leysin (Switzerland), covering the Younger Dryas and two minor oscillations, and their correlation to the GRIP ice core. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 159, 203-214.
- Schweingruber F.H., 1988. *Tree-rings, basics and applications of dendrochronology*. Kluwer, Academic Press, Dordrecht, Boston, London, 276 p.
- Schweingruber F.H., 1990. *Microscopic Wood Anatomy; Structural variability of stems and twigs in recent and subfossil woods from Central Europe*. 3rd edition 1990. Birmensdorf, Eidgenössische Forschungsanstalt WSL.
- Schweingruber F.H., 2007. *Wood structure and environment*. Springer, 279 p.
- Schweingruber F.H., Eckstein D., Serre-Bachet F., Bräker O.U., 1990. Identification, presentation and interpretation of event years and pointer years in dendrochronology. *Dendrochronologia* 8, 8-38.
- Schwitzer M.P., Raymond C.F., 1993. Changes in the longitudinal profiles of glaciers during advance and retreat. *Journal of Glaciology* 39, 133, 582-590.
- Serre F., 1978. The dendroclimatological value of the European Larch (*Larix decidua* Mill.) in the French Maritime Alps. *Tree Ring Bulletin* 38, 25-34.
- Sesiano J., 1982. Le glacier des Bossons : la forte crue de 1981-1982 et une estimation de sa vitesse sur 30 ans. *Revue de géographie alpine* 70, 4. 431-438.
- Shakesby, R.A., 1989. Variability in neoglacial moraine morphology and composition, Storbreen, Jotunheimen, Norway: within-moraine patterns and their implications. *Geografiska Annaler* 71A, 17-29.
- Shakesby, R.A., Smith, J.G., Matthews, J.A., Winkler, S., Dresser, P.Q., Nesje, A., Dahl, S.O. and Bakke, J. 2007. Reconstruction of Holocene glacier history from distal sources: glaciofluvial streambank mires and a glaciolacustrine sediment core near Sota Sæter, Breheimen, southern Norway. *The Holocene* 17, 729-745.
- Siegenthaler U, Heimann M, Oeschger H. 1980. ^{14}C variations caused by changes in the global carbon cycle. *Radiocarbon* 22, 2, 177-91.
- Simonneau A., Chapron E., Debret M., Winiarski T., Anselmetti F., Desmet M., Di Giovanni C., Garçon M., Charlet L., Chauvel C., Motellica M., 2011. Tracking glacial and high altitude Holocene alpine environments fluctuations from clastic and organic markers in proglacial lacustrine archives (Lake Blanc Huez, Grandes Rousses Massif, France). Communication orale, XVIII INQUA Congress, Bern.
- Sivan O., 2002. *Activité érosive et évolution des paléoenvironnements alpins postglaciaires. Etude dendrogéomorphologique des gisements de troncs subfossiles dans les Alpes du Sud*. Thèse de doctorat de géographie, Université Aix-Marseille I, 241 p.
- Six D., Reynaud L., Letréguilly A. 2001. Bilans de masse des glaciers alpins et scandinaves, leurs relations avec l'oscillation du climat de l'Atlantique nord. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 333, 693-698.
- Slupetzky H. 1993. Holzfunde aus dem vorfeld der Pasterze erste ergebnisse von ^{14}C -datierungen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 26, 2, 179-187.
- Slupetzky H., Krisai R., Lieb G.K., 1998. Hinweise auf kleinere Gletscherstände der Pasterze (Nationalpark Hohe Tauern, Kärnten) im Postglazial - Ergebnisse von ^{14}C -Datierungen und Pollenanalysen.- *Wissenschaftliche Mitteilungen aus dem Nationalpark Hohe Tauern* 4, 225-240.
- Small R.J., 1983. Lateral moraines of Glacier de Tsidjiore Nouve: form, development and implications. *Journal of Glaciology* 29, 102, 250-259.
- Small R.J., Beecroft I.R., Stirling D.M., 1984. Rates of deposition on lateral moraines embankments, Glacier de Tsidjiore Nouve, Valais, Switzerland. *Journal of Glaciology* 30, 106, 275-281.
- Smiraglia C., Diolaiuti G., Pelfini M., Citterio M., Carnielli T., D'Agata C. 2008. *Changing glaciers and their impacts on mountain tourism: two cases from the Italian Alps*. In *Global Change on Mountain areas:*

- Glaciers and Society, Orlove B., Wiegandt E. & Luckman B. (Eds.), University of California Press, 206-216.
- Smith D.J., Koehler L. 2011. Tree ring indicators of glacier fluctuations. *In: Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Singh V.P., Singh P., Haritashya U.K. (Eds), Springer Press. 1205-1209.
- Solanki S.K., Usoskin I.G., Kromer B., Schüssler M., Beer, J., 2004. Unusual activity of the Sun during recent decades compared to the previous 11,000 years. *Nature* 431, 1084-1087.
- Solomina O., Haeberli W., Kull C., Wiles G., 2008. Historical and Holocene glacier-climate variations: General concepts and overview. *Global and Planetary Change* 60, 1-9.
- Spötl C., Nicolussi K., Patzelt G., Boch R. 2010. Humid climate during deposition of sapropel 1 in the Mediterranean Sea: Assessing the influence on the Alps. *Global and Planetary Change* 71, 242-248.
- Steffensen J.P., Andersen K.K., Bigler M., Clausen, H. B., Dahl-Jensen D., Fischer H., Goto-Azuma K., Hansson M., Johnsen S. J., Jouzel J., Masson-Delmotte V., Popp T., Rasmussen S. O., Röthlisberger R., Ruth U., Stauffer B., Siggaard-Andersen M.-L., Sveinbjörnsdóttir A. E., Svensson A., White J. W. C., 2008. High-resolution Greenland ice core data show abrupt climate change happens in few years. *Science*, 321/5889, 680-684.
- Steig E.J. 1999. Mid-Holocene climate change. *Science* 286, 1485-1487.
- Steiner D., Zumbühl H.J., Bauder A. 2008. Two Alpine glaciers over the past two centuries: a scientific view based on pictorial sources. *In Orlove B., Wiegandt E., Luckman B.H. (Eds) Darkening peaks: glacier retreat, science, and society*. University of California Press, Berkeley, 83-99.
- Steinhilber F, Beer J, Fröhlich C., 2009. Total solar irradiance during the Holocene. *Geophysical Research Letters* 36, L19704.
- Stenchikov G., Delworth T.L., Ramaswamy V., Stouffer R.J., Wittenberg A., Zeng F., 2009. Volcanic signals in oceans. *Journal of Geophysical Research* 114, D16104. doi:10.1029/2008JD011673.
- Stewart M., Larocque-Tobler I., Grosjean M., 2011a. Quantitative inter-annual and decadal summer temperature variability 570 BC-AD 120 (Iron Age-Roman Period) reconstructed from the varved sediments of Lake Silvaplana, Switzerland. *Journal of Quaternary Science* 26, 491-501.
- Stewart M., Grosjean M., Kuglitsch F.G., Nussbaumer S.U., von Gunten L., 2011b. Reconstructions of Late Holocene paleofloods and glacier length changes in the Upper Engadine, Switzerland (ca. 1450 BC - AD 420). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 311, 3-4, 215-223.
- Stone J.O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research* 105, 23753-23759.
- Stothers, R.B. 2000. Climatic and Demographic consequences of the Massive Volcanic Eruption of 1258. *Climatic Change* 45, 361-374.
- Striberger J., Björck S., Holmgren S., Hamerlík L., 2012. The sediments of Lake Lögurinn - A unique proxy record of Holocene glacial meltwater variability in eastern Iceland. *Quaternary Science Reviews* 38, 76-88.
- Strumia G. 1997. Oscillazioni glaciali precedenti la piccola eta glaciale documentate da un suolo sepolto in una morena del Ghiacciaio del Lys. *Il Quaternario* 10, 2, 153-158.
- Stuiver M., Grootes P.M., 2000. GISP2 Oxygen Isotope Ratios. *Quaternary Research* 53, 277-284.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., and Reimer, R., 2011. CALIB Radiocarbon Calibration Version 6.0.1. [WWW program and documentation]. <http://radiocarbon.pa.qub.ac.uk/calib/>
- Sugiyama S., Yoshizawa T., Huss H., Tsutaki S., Nishimura D., 2011. Spatial distribution of surface ablation in the terminus of Rhonegletscher, Switzerland. *Annals of Glaciology* 52, 58, 1-8.
- Suter J., 1981. Gletschergeschichte des Oberengadins: Untersuchung von Gletscherschwankungen in der Err-Julier-Gruppe. *Physische Geographie* 2, 1-170.
- Swift D.A., Sanderson D.C.W., Nienow P.W., Bingham R.B., Cochrane I.C., 2011. Anomalous luminescence

of subglacial sediment at Haut Glacier d'Arolla, Switzerland – a consequence of resetting at the glacier bed? *Boreas* 40, 446-458.

T

- Talon B., 2010. Reconstruction of Holocene high-altitude vegetation cover in the French southern Alps: evidence from soil charcoal. *The Holocene* 20, 1, 35-44.
- Telford R.J., Heegaard E., Birks H.J.B., 2004. The intercept is a poor estimate of a calibrated radiocarbon age. *The Holocene* 14, 296-298.
- Tessier L., 1986. Chronologie de mélèzes des Alpes et Petit Age Glaciaire. *Dendrochronologia* 4, 97-113.
- Thompson Davis P., Menounos B., Osborn G. 2009. Holocene and latest Pleistocene alpine glacier fluctuations : a global perspective. *Quaternary Science Reviews* 28, 21-22, 2021-2033.
- Thompson, D.W.J., Wallace, J.M., Jones, P.D., Kennedy, J.J., 2009. Identifying signatures of natural climate variability in time series of global-mean surface temperature: methodology and insights. *Journal of Climate* 22, 22, 6120–6141.
- Thomson M.H., Kirkbride M.P., Brock B.W., 2000. Twentieth-century surface elevation change of the Miage Glacier, Italian Alps. In Nakawo M., Raymond C., Fountain A. (Eds.) *Debris-Covered Glaciers*. IAHS Publication 264, 219-225.
- Timmreck, C., S. J. Lorenz, T. J. Crowley, S. Kinne, T. J. Raddatz, M. A. Thomas, J. H. Jungclaus, 2009. Limited temperature response to the very large AD 1258 volcanic eruption, *Geophys. Res. Lett.* 36, L21708, doi:10.1029/2009GL040083.
- Tinner W., Lotter A.F. 2001. Central European vegetation response to abrupt climate change at 8.2 ka. *Geology* 29, 6, 551-554.
- Tinner W., Theurillat J.P. 2003. Uppermost limit, extent, and fluctuations of the timberline and treeline ecocline in the Swiss Central Alps during the past 11 500 years. *Arctic, Antarctic and Alpine Research* 35, 2, 158-169.
- Tinner W., Kaltenrieder P. 2005. Rapid responses of high-mountain vegetation to early Holocene environmental changes in the Swiss Alps. *Journal of Ecology* 93, 936-947.
- Tranquillini W., 1959. Die Stoffproduktion der Zirbe (*Pinus cembra* L.) an der Waldgrenze während eines Jahres. *Planta* 54, 107–151.
- Tranquillini W., 1979. *Physiological ecology of the alpine timberline*. Springer Verlag, Berlin, 137 pp.
- Trenbirth H.E., Matthews J.A., 2010. Lichen growth rates on glacier forelands in southern Norway: preliminary results from a 25-year monitoring programme. *Geografiska Annaler* 92 A, 1, 19–39.
- Triganon A., Nicoud G., Guiter F., Blavoux B., 2005. Contrôle de la construction de l'ensemble détritique de la région d'Evian par trois phases glaciaires durant le Würm. *Quaternaire* 16, 57-63.
- Trouet V., Esper J., Graham N.E., Baker A., Scourse J.D., Frank D.C. 2009. Persistent Positive North Atlantic Oscillation Mode Dominated the Medieval Climate Anomaly. *Science* 324, 5923, 78-80.

U

- Urbinati C., Carrer M., Sodiro S., 1997. Dendroclimatic response variability of *Pinus cembra* L. in upper timberline forests of Italian eastern Alps. *Dendrochronologia* 15, 101–117.

V

- Vallot J., 1900. Annales de l'observatoire météorologique, physique et glaciaire du Mont Blanc. Tome 4. Steinheil, Paris, 189 p.
- Valsecchi V., Tinner W. 2010. Vegetation responses to climatic variability in the Swiss Southern Alps during the Misox event at the early-mid Holocene transition. *Journal of Quaternary Science* 25, 8, 1248-1258.
- Valla P.G., van der Beek P.A., Lague D., 2010. Fluvial incision into bedrock: Insights from morphometric analysis and numerical modeling of gorges incising glacial hanging valleys (Western Alps, France). *J. Geoph. Res.* 115, F02010, doi:10.1029/2008JF001079, 2010
- Van der Beek P., Bourbon P., 2008. A quantification of the glacial imprint on relief development in the French western Alps. *Geomorphology* 97, 52–72.
- Van Geel B., Magny M., 2002. Mise en évidence d'un forçage solaire du climat à partir de données paléocéologiques et archéologiques: la transition Subboréal-Subatlantique. In Richard H., Vignot A. (Eds.), Équilibres et ruptures dans les écosystèmes durant les 20 derniers millénaires en Europe de l'Ouest, Actes du colloque international de Besançon, septembre 2000. *Annales Littéraires* 730 (3), 107-122.
- Van Geel, B., van der Plicht, J., Kilian, M. R., Klaver, E. R., Kouwenberg, J. H. M., Renssen, H., Reynaud-Farrera, I., and Waterbolk, H. T. 1998. The sharp rise of ^{14}C around 800 cal BC: possible causes, related climatic teleconnections and the impact on human environments. *Radiocarbon* 40, 535–550.
- Van Geel B., Raspopov O.M., Rensen H., van der plicht J., Dergachev V.A., Meijers H.A.J. 1999. The role of solar forcing upon climate change. *Quaternary Science Reviews* 18, 331-338.
- Villalba R., Leiva J.C., Rubulis S., Suarez J., Lenzano L.E., 1990. Climate, tree-ring, and glacial fluctuations in the Río Frías Valley, Río Negro, Argentina. *Arctic and Alpine Research* 22, 3, 215–232.
- Vincent C., 2002. Influence of climate change over the 20th Century on four French glacier mass balances. *J. Geophys. Res.* 107 (D19), 4375, doi: 10.1029/2001JD000832.
- Vincent C., Vallon M., 1997. Meteorological controls on glacier mass balance : empirical relations suggested by measurements on Glacier de Sarennes, France. *Journal of Glaciology* 43, 143, 131-137.
- Vincent C., Le Meur E., Six D., Funk M., 2005. Solving the paradox of the end of the Little Ice Age in the Alps. *Geophysical Research Letters* 32, (L09706).
- Vincent C., Soruco A., Six D., Le Meur E. 2009. Glacier thickening and decay analysis from 50 years of glaciological observations performed on Glacier d'Argentières, Mont Blanc area, France. *Journal of Glaciology* 50, 73-79.
- Vinther, B. M., et al., 2006. A synchronized dating of three Greenland ice cores throughout the Holocene, *J. Geophys. Res.*, 111, D13102, doi:10.1029/2005JD006921.
- Vinther B. M., Buchardt S. L., Clausen H. B., Dahl-Jensen D., Johnsen S. J., Fisher D. A., Koerner R. M., Raynaud D., Lipenkov V., Andersen K. K., Blunier T., Rasmussen S. O., Steffensen J. P., Svensson A. M. 2009. Holocene thinning of the Greenland Ice Sheet. *Science* 461, 385-388.
- Vittoz P., Rulence B., Largey T., Freléchoux F., 2008. Effects of climate and land-use change on the establishment and growth of Cembra pine (*Pinus cembra* L.) over the altitudinal treeline ecotone in the central Swiss Alps. *Arctic, Antarctic and Alpine Research* 40, 225-232.
- Vivian R., 1975. *Les glaciers des Alpes Occidentales*. Allier, Grenoble, 516 p.
- Vivian R., 1976. Glaciers alpins et chronologie holocène. *Bulletin de l'Association des Géographes Français* 433, 105-118.
- Vivian R. 2005. *Glaciers du Mont Blanc*. La Fontaine de Siloë, 320 p.
- Vivian R., Constantin B., 1970. Les glaciers de la Meije : Râteau, Meije et Tabuchet. *Revue de géographie alpine* 58, 3, 581-584.

- Vollweiler N., Scholz D., Mühlinghaus C., Mangini A., Spötl C., 2006. A precisely dated climate record for the last 9 kyr from three high alpine stalagmites, Spannagel Cave, Austria. *Geoph. Res. Lett.* 33, L20703, doi:10.1029/2006GL027662.
- Von Blanckenburg F., Belshaw N.S., O’Nions R.K., 1996. Separation of ^9Be and cosmogenic ^{10}Be from environmental materials and SIMS isotope dilution analysis. *Chemical Geology* 129, 1-2, 93-99.
- Von Grafenstein, U., H. Erlenkeuser, J. Müller, J. Jouzel and S. Johnsen, 1998. The Short Cold period 8,200 years ago documented in Oxygen Isotope Records of Precipitation in Europe and Greenland. *Climate Dynamics* 14, 73-81.
- Von Grafenstein, U., H. Erlenkeuser, A. Brauer, J. Jouzel, and S.J. Johnsen, 1999. A Mid-European Decadal Isotope-Climate Record from 15,500 to 5000 Years B.P. *Science* 284, 5420, 1654-1657.
- Von Grafenstein U., Eicher U., Erlenkeuser H., Ruch P., Schwander J., Ammann B. 2000. Isotope signature of the Younger Dryas and two minor oscillations at Gerzensee (Switzerland): palaeoclimatic and palaeolimnologic interpretation based on bulk and biogenic carbonates. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 159, 3-4, 215-229.
- Vonmoos M., Beer J., Muscheler R. 2006. Large variations in Holocene solar activity – constraints from ^{10}Be in the GRIP ice core, *J. Geophys. Res.*, 111, A10105, doi:10.1029/2005JA011500.
- Vorren K.D., Mørkved B. et Bortenschlager S., 1993. Human impact on the Holocene forest line in the Central Alps. *Veget. Hist. Archaeobot.* 2, 145-156.

W

- Walker M, Johnsen S, Rasmussen S.O, Popp T, Steffensen J-P, Gibbard P, Hoek W, Lowe J, Andrews J, Björck S, Cwynar L.C, Hughen K, Kershaw P, Kromer B, Litt T, Lowe D.J, Nakagawa T, Newnham R, Schwander J. 2009. Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. *Journal of Quaternary Science* 24, 3–17.
- Wanner H., 2009. Zum Klimagedächtnis der Gletscher – ein Blick in die Kleine Eiszeit. *Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft in Bern*, N. F. 66, 209-219.
- Wanner H., Bütikofer J. 2008. Holocene Bond cycles, real or imaginary ? *Geografie-Sbornik CGS*, 113, 4, 338-350.
- Wanner, H., Holzhauser, H., Pfister, C., Zumbühl, H., 2000. Interannual to century scale climate variability in the European Alps. *Erdkunde* 54, 62–69.
- Wanner H., Broennimann S., Casty C., Gyalistras D., Luterbacher J., Schmutz C., Stephenson D.B., Xoplaki E., 2001. North Atlantic Oscillation – Concepts and studies. *Surv. Geophys.* 22, 321–382.
- Wanner H., Beer J., Bütikofer J., Crowley T.J., Cubasch U., Flückiger J., Goosse H., Grosjean M., Joos F., Kaplan J.O., Küttel M., Müller S.A., Prentice I.C., Solomina O., Stocker T.F., Tarasov P., Wagner M. et Widmann M. 2008. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews* 27, 9-20, 1791-1828.
- Wanner H., Solomina O., Grosjean M., Ritz S.P., Jetel M., 2011. Structure and origin of Holocene cold events. *Quaternary Science Reviews* 30, 3109-3123.
- Wäspi H., 1993. *Zur Glazialmorphologie und Gletschergeschichte des Gauli (Grimselgebiet, Kt Bern)*. Diplomarbeit. Institut de Géographie, Université de Zurich, 130 p.
- Watmough S.A., 1999. Monitoring historical changes in soil and atmospheric trace metal levels by dendrochemical analysis. *Environmental Pollution* 106, 391-403.
- Weirich J., Bortenschlager S., 1980. Beiträge zur Vegetationsgeschichte Tirols III: Stubaiäer Alpen - Zillertaler

- Alpen. Berichte des naturwissenschaftlich-medizinischen Vereins Innsbruck 67, 7–30.
- Wetter W., 1987. Spät- und Postglaziale Gletscherschwankungen im Mont Blanc Gebiet : Untere Vallée de Chamonix-Val Montjoie. *Physische Geographie* 22, Zürich.
- WGMS 2008. Fluctuations of Glaciers 2000–2005, Volume IX. Haeberli W., Zemp M., Kääb A., Paul F., Hoelzle M. (Eds.), ICSU(FAGS)/IUGG(IACS)/UNEP/UNESCO/WMO, World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland (<http://www.geo.uzh.ch/microsite/wgms/fog.html>)
- Wick L., Tinner W., 1997. Vegetation changes and timberline fluctuations in the central alps as indicators of Holocene climatic oscillations. *Arctic and Alpine Research* 29, 445–458.
- Wieser G., Matyssek R., Luzian R., Zwerger P., Pindur P., Oberhuber W., Gruber A. 2009. Effects of atmospheric and climate change at the timberline of the Central European Alps. *Ann. For. Sci.* 66, 402.
- Wieser G., Oberhuber W., Walder L., Spieler D., Gruber A., 2010. Photosynthetic temperature adaptation of *Pinus cembra* within the timberline ecotone of the Central Austrian Alps. *Ann. For. Sci.* 67, 201.
- Wigley T.M.L., Briffa K.R., Jones P.D., 1984. On the average value of correlated time series with applications in dendroclimatology and hydrometeorology. *J. Clim. Appl. Meteorol.* 23, 201–213.
- Wiles G.C., Barclay D.J., Young N.E., 2010. A review of lichenometric dating of glacial moraines in Alaska. *Geografiska Annaler* 92 A, 1, 101–109.
- Wilhelm B., Arnaud F., Enters D., Allignol F., Legaz A., Magand O., Revillon S., Giguët-Covex C., Malet E., 2011. Does global warming favour the occurrence of extreme floods in European Alps? First evidences from a NW Alps proglacial lake sediment record. *Climatic Change*, DOI: 10.1007/s10584-011-0376-2.
- Winkler S., 2009. First attempt to combine terrestrial cosmogenic nuclide (^{10}Be) and Schmidt hammer relative-age dating: Strauchon Glacier, Southern Alps, New Zealand. *Central European Journal of Geosciences* 1, 274–290.
- Winkler S., 2009. *Gletscher und ihre Landschaften*. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt. 183 p.
- Winkler S., Hagedorn H., 1999. Lateral moränen – Morphologie, Genese und Beziehung zu Gletscherstandsschwankungen (Beispiele aus Ostalpen und West-/Zentralnorwegen). *Zeit. Geomorph. N.F.*, Suppl.-Bd. 113, 69–84.
- Winkler S., Matthews J.A., 1999. Moraine formation at an advancing temperate glacier: Brigsdalsbreen, Western Norway. *Geografiska Annaler* 81A, 1, 17–30.
- Winkler S., Nesje A., 2009. Perturbation of climatic response at maritime glaciers? *Erdkunde*, 63, 3, 229–244.
- Winkler S., Matthews J.A., 2010a. Holocene glacier chronologies: Are “high resolution” global and inter-hemispheric comparisons possible? *The Holocene* 20, 1137–1147.
- Winkler S., Matthews J.A., 2010b. Observations on terminal moraine-ridge formation during recent advances of southern Norwegian glaciers. *Geomorphology* 116, 87–106.
- Winkler S., Chinn T., Gärtner-Roer I., Nussbaumer S.U., Zemp, M., Zumbühl, H.J., 2010. An introduction to mountain glaciers as climate indicators with spatial and temporal diversity. *Erdkunde* 64, 2, 97–118.
- Wipf A., 2001. Gletschergeschichtliche Untersuchungen im Spät- und Postglazialen Bereich des Hinteren Lauterbrunnentals (Berner Oberland, Schweiz). *Geographica Helvetica* 56, 2, 133–144.
- Wirtz K.W., Lohmann G., Bernhardt K., Lemmen C., 2010. Mid- Holocene regional reorganization of climate variability: Analyses of proxy data in the frequency domain. *Paleogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 298, 189–200.
- Wood C., Smith D., 2004. Dendroglaciological evidence for a neoglacial advance of the saskatchewan glacier, Banff National Park, Canadian Rocky mountains. *Tree-Ring Research* 60, 1, 59–65.
- Woolhouse M.E.J., Harmsen R., Fahrig L., 1985. On succession in a saxicolous lichen community. *Lichenologist* 17, 2, 167–172.

Y

- Young N.E., Briner J.P., Kaufman D.S., 2009. Late Pleistocene and Holocene glaciation of the Fish Lake valley, northeastern Alaska Range, Alaska. *Journal of Quaternary Science* 24, 677-689.
- Young N.E., Briner J.P., Axford Y., Csatho B., Babonis G.S., Rood D.H., Finkel R.C., 2011. Response of a marine-terminating Greenland outlet glacier to abrupt cooling 8200 and 9300 years ago. *Geophysical Research Letters* 38, L24701.
- Yu S., Colman S.M., Lowell T.V., Milne G.A., Fisher T.G., Breckenridge A., Boyd M., Teller J.T., 2010. Freshwater outburst from Lake Superior as a trigger for the cold event 9300 years ago. *Science* 328, 1262-1266.

Z

- Zanenco A., Nicolussi K., Patzelt G., 2008. Die Überschwemmung der Unterstadt von Hall im Jahr 1275. In Zanenco A., Schmitz-Esser R. (Eds.), Neues zur Geschichte der Stadt. Forum Hall in Tirol 2, 40-53.
- Zanzi A., Pelfini M., Muttoni G., Santilli M., Leonelli G., 2007. Spectral analysis on mountain pine tree-ring chronologies. *Dendrochronologia* 24, 145-154
- Zech R., Glaser B., Sosin P., Kubik P.W., Zech W., 2005. Evidence for longlasting landform surface instability on hummocky moraines in the Pamir Mountains from surface exposure dating. *Earth and Planetary Science Letters* 237, 453-461.
- Zemp M., Haeberli W., Hoelzle M., Paul F. 2006. Alpine glaciers to disappear within decades ? *Geophysical Research Letter*, Vol. 33, L13504, doi:10.1029/2006GL026319.
- Zemp M., Hoelzle M., Haeberli W., 2007. Distributed modelling of the regional climatic equilibrium line altitude of glaciers in the European Alps. *Global and Planetary Change* 56, 83-100.
- Zemp M., Paul F., Hoelzle M., Haeberli W. 2008. Glacier fluctuations in the European Alps, 1850-2000: an overview and spatio-temporal analysis of available data. In Orlove B et al, Darkening Peaks: Glacier Retreat, Science and Society. Berkeley, US, 152-167.
- Zielinski G.A., 2000. Use of paleo-records in determining variability within the volcanism-climate system. *Quaternary Science Reviews* 19, 417-438.
- Zielinski G.A., Mayewski P.A., Meeker L.D., Whitlow S., Twickler M., 1996. A 110,000-year record of explosive volcanism from the GISP2 (Greenland) ice core. *Quaternary Research* 45, 109-118.
- Zoller H., 1960. Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte der insubrischen Schweiz. *Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft* 83, 45-156.
- Zoller H., 1967. Holocene fluctuations of cold climate in the Swiss Alps. *Review of Palaeobotany and Palynology* 2, 267-69.
- Zoller H. 1977a. Les oscillations du climat et des glaciers pendant le Tardi- et le Postglaciaire dans les Alpes de la Suisse. In Laville H., Renault-Miskovsky J. (Eds.), Approche écologique de l'Homme fossile, suppl. *Bull. de l'AFEQ*, 297-301.
- Zoller H. 1977b. Alter und Ausmass postglazialer Klimaschwankungen in den Schweizer Alpen. In Frenzel B. (Ed.) Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa. *Erdwissenschaftliche Forschung* 13, 271-81.
- Zoller H., Schindler, Röthlisberger F., 1966. Postglaziale gletscherstände und klimaschwankungen im Gotthardmassiv und Vorderheingebiet. *Sonderabdruck aus Verhandl. Naturf. Ges. Basel* 77, 97-164.
- Zoller H., Athanasiadis N., Heitz-Weniger A., 1998. Late-glacial and Holocene vegetation and climate change

- at the Palü glacier, Bernina Pass, Grisons Canton, Switzerland. *Vegetation History and Archaeobotany* 7, 241–249.
- Zumbühl H.J., 1980. *Die Schwankungen der Grindelwaldgletscher in den historischen Bild- und Schriftquellen des 12. bis 19. Jahrhunderts. Ein Beitrag zur Gletschergeschichte und Erforschung des Alpenraumes.* Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft (SNG), Band 92, Birkhäuser, Basel/Boston/Stuttgart, 279 p.
- Zumbühl H.J., Holzhauser H., 1988. Glaciers des Alpes du Petit âge glaciaire. *Les Alpes* 64, 3, 129-322.
- Zuo Z., Oerlemans J., 1997. Numerical modelling of the historic front variation and the future behaviour of the Pasterze glacier, Austria. *Annals of Glaciology* 24, 234-241.

Annexes

ANNEXE A : DATATIONS DENDROCHRONOLOGIQUES

A) ARGENTIERE

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
ARG.T01	AVE MDG.T30	AVE	67	71	***	0	5,1	4,4	31	-1876 -1703
ARG.T01	AVE ARG.T06	AVE	129	62	**	0	5,5	4,4	29	-1876 -1703
ARG.T01	AVE MDG5-01	AVE	121	67	***	0	4,8	4,8	28	-1876 -1703
ARG.T01	AVE MDG.T47	AVE	149	64	***	0	4,1	4,3	25	-1876 -1703
ARG.T01	AVE MDG.T48	AVE	93	65	**	0	4,9	4,4	24	-1876 -1703
ARG.T01	AVE MDG.T36	AVE	116	56		0	3,9	3,5	21	-1876 -1703
ARG.T01	AVE MDG.T44	AVE	68	65	**	0	3,2	3,8	17	-1876 -1703
ARG.T01	AVE MDG.T53	AVE	174	64	***	0	2,6	2,7	17	-1876 -1703
ARG.T01	AVE MDG.T32	AVE	127	60	*	0	3,2	3,1	17	-1876 -1703
ARG.T01	AVE Zi_bc7_6		174	57	*	63	2,4	2,6	15	-1876 -1703

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
ARG.T01	AVE bc7_ZLF_c5		174	58	*	67	2,3	2,6	15	-1876 -1703
ARG.T01	AVE Zi_bc7_5		174	57	*	63	2,3	2,5	15	-1876 -1703
ARG.T01	AVE La_c1c2_5		174	56		60	1,7	2,0	11	-1876 -1703

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
ARG.T01	AVE_k bc7_ZLF_c5		154	60	**	67	3,9	4,1	25	-1857 -1704
ARG.T01	AVE_k Zi_bc7_5		154	60	**	64	4,0	4,1	25	-1857 -1704
ARG.T01	AVE_k La_c1c2_5		154	57	*	60	2,2	2,8	15	-1857 -1704

However, I would suggest to carry out a ^{14}C dates on ARG.T04, because the crossdating to the EACC is not perfect

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
ARG.T04	AVE 2 Zi_bc7_6		209	46		52	1,4	1,2	6	-1295 -1087
ARG.T04	AVE 2 Zi_bc7_6		209	49		42	1,1	1,2	5	-1297 -1089
ARG.T04	AVE 2 Zi_bc7_6		209	55		55	0,7	0,2	2	-1286 -1078

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
ARG.T06	AVE MDG.T53	AVE	148	69	***	0	7,8	8,1	55	-1831 -1684
ARG.T06	AVE MDG.T06	AVE	145	62	**	0	7,7	8,3	49	-1831 -1684
ARG.T06	AVE Zi_bc7_6		148	67	***	75	6,4	6,8	47	-1831 -1684
ARG.T06	AVE ARG.T01	AVE	129	62	**	0	5,5	4,4	29	-1831 -1684
ARG.T06	AVE MDG.T47	AVE	148	58	*	0	4,3	5,2	27	-1831 -1684
ARG.T06	AVE MDG.T48	AVE	112	65	**	0	3,6	3,8	21	-1831 -1684
ARG.T06	AVE ARG10	AVE	125	60	*	0	3,1	3,2	18	-1831 -1684
ARG.T06	AVE MDG5-01	AVE	140	58	*	0	2,9	3,0	17	-1831 -1684

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
ARG.T06 AVE bc7_ZLF_c5		148	70	***	80	7,8	8,1	59	-1831 -1684
ARG.T06 AVE Zi_bc7_5		148	67	***	75	6,5	6,9	48	-1831 -1684
ARG.T06 AVE La_c1c2_5		148	66	***	66	7,3	7,1	48	-1831 -1684

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
ARG.T07 AVE Zi_bc7_5		173	66	***	72	5,7	6,2	41	-1418 -1246
ARG.T07 AVE bc7_ZLF_c5		173	64	***	75	5,1	5,5	37	-1418 -1246
ARG.T07 AVE La_c1c2_5		173	56		0	1,9	1,6	10	-1418 -1246

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
ARG.T07 AVE Zi_bc7_6		173	66	***	72	5,7	6,2	41	-1418 -1246
ARG.T07 AVE MDG.T55 AVE		19	79	**	0	1,3	1,9	7	-1418 -1246

arg04: no clear result

time window: 400 BC to 200 AD

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
ARG04 AVE bc7_ZLF_c6		174	61	**	61	3,1	3,0	19	-352 -179
ARG04 AVE La_c1c2_6		174	65	***	64	1,9	3,6	18	-528 -355
ARG04 AVE Zi_bc7_6		174	63	***	65	3,1	2,6	18	-83 90
ARG04 AVE Zi_bc7_6		174	61	**	64	3,1	2,6	18	-171 2
ARG04 AVE zi all		174	61	**	64	3,1	2,6	18	-171 2
ARG04 AVE Zi_bc7_6		174	62	***	56	3,0	2,8	17	-352 -179
ARG04 AVE Zi_bc7_6		174	62	***	60	2,9	2,8	17	-309 -136
ARG04 AVE Zi_bc7_6		174	56	*	57	2,9	3,0	17	-240 -67

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
ARG07 AVE La_c1c2_5		75	63	*	68	4,2	3,7	26	-1905 -1831
ARG07 AVE bc7_ZLF_c5		75	69	***	70	3,0	2,8	20	-1905 -1831
ARG07 AVE Zi_bc7_5		75	64	**	69	2,5	2,4	16	-1905 -1831

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
ARG09 AVE La_c1c2_5		126	55		58	2,0	1,9	11	-1861 -1736
ARG09 AVE bc7_ZLF_c5		126	59	*	70	1,0	1,0	7	-1872 -1747
ARG09 AVE La_c1c2_5		126	58	*	59	1,1	1,2	7	-1872 -1747
ARG09 AVE Zi_bc7_5		126	61	**	64	0,9	0,9	6	-1872 -1747
ARG09 AVE Zi_bc7_5		126	41		41	1,5	1,5	6	-1881 -1756

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
ARG10 AVE MDG.T53 AVE		220	64	***	0	7,8	8,0	51	-1926 -1707
ARG10 AVE MDG.T06 AVE		220	61	***	0	6,3	6,6	40	-1926 -1707
ARG10 AVE MDG.T48 AVE		89	65	**	0	6,1	4,7	28	-1926 -1707
ARG10 AVE MDG.T47 AVE		145	60	**	0	4,8	4,8	26	-1926 -1707
ARG10 AVE MDG5-01 AVE		117	63	**	0	4,2	3,7	19	-1926 -1707
ARG10 AVE ARG.T06 AVE		125	60	*	0	3,1	3,2	18	-1926 -1707

ARG10 AVE MDG.T30 AVE	63 60	0	3,1	2,6	15	-1926	-1707
ARG10 AVE Zi_bc7_6	220 53	47	1,5	1,6	8	-1926	-1707

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL _SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
ARG10 AVE Zi_bc7_5		220	52	47	1,4	1,5	7	-1926	-1707
ARG10 AVE bc7_ZLF_c5		220	53	48	1,1	1,3	6	-1926	-1707

409 AD: second best fit with EACC – however, also -810 BC seems to be possible, visually: -810 is better. BUT, better overlap with the local series for 409 AD – this date is ok

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL _SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
ARG11 AVE Zi_bc7_6		139	65	***	76	4,7	3,8	30	-948 -810
ARG11 AVE Zi_bc7_6		139	65	***	73	4,2	4,0	28	271 409
ARG11 AVE bc7_ZLF_c6		139	61	**	69	4,1	3,8	26	271 409
ARG11 AVE bc7_ZLF_c6		139	60	**	74	4,2	3,5	26	-948 -810

B) BOSSONS

However, 357 AD cannot be proved by EACC - several positions are possible due to visual comparisons, and by applying the statistical approach, too.

Listed below the best crossdating results of mean series of 5/8/17 (this mean curve is shortened by one year at the end) and 5/7/8/17 with single series and chronologies from MMB and with other chronologies :

EACC = bc_zlf_c6, ...

zi_c6 = only stone pine of EACC ; La_c1c2_6... = only larch,

da_fi = a spruce chronology from the Austrian Northern Alps,

mvv_bc200_ad1400_i1 = another spruce chronology from the Austrian Northern Alps,

l_ta_cr7 = a fir chronology from the Austrian Northern Alps,

*synch_c7 = an average chronology of several other chronologies from the Austrian and Swiss Alps)
the results are not stable.*

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
BOS05,08,17_ki	MOTT04 AVE			21	92	***	0	4,8	4,0	30 152 222
BOS05,08,17_ki	MDG.T39 AVE DEF			71	59		0	4,6	3,5	24 293 363
BOS05,08,17_ki	MDG2-06 AVE			66	64	*	0	4,3	2,9	23 286 356
BOS05,08,17_ki	MOTT05 AVE			71	66	**	0	2,7	2,7	18 154 224
BOS05,08,17_ki	MDG.T39 AVE DEF			71	65	**	0	3,6	1,9	18 258 328
BOS05,08,17_ki	MOTT05 AVE			71	73	***	0	2,5	2,1	17 240 310
BOS05,08,17_ki	MOTT02 AVE DEF			71	53		0	3,4	3,0	17 201 271
BOS05,08,17_ki	MOTT02 AVE DEF			48	67	**	0	2,7	2,7	16 237 307
BOS05,08,17_ki	MOTT02 AVE			71	59		0	2,5	2,9	16 202 272
BOS05,08,17_ki	MDG.T39 AVE DEF			21	84	***	0	2,1	2,7	15 382 452
BOS05,08,17_ki	MDG.T41 AVE			24	68	*	0	3,7	2,8	15 232 302
BOS05,08,17_ki	MOTT04 AVE			61	61	*	0	2,3	2,8	15 286 356
BOS05,08,17_ki	MDG.T41 AVE			71	59		0	2,4	2,8	15 138 208
BOS05,08,17_ki	MOTT05 AVE			41	72	**	0	1,8	3,1	14 354 424
BOS05,08,17_ki	MOTT02 AVE DEF			71	67	**	0	1,9	2,2	14 184 254
BOS05,08,17_ki	MDG2-01 AVE			43	61		0	4,4	1,4	14 332 402
BOS05,08,17_ki	MDG.T41 AVE			71	59		0	2,5	2,2	14 143 213
BOS05,08,17_ki	MOTT05 AVE			71	59		0	3,0	1,9	14 258 328
BOS05,08,17_ki	MDG.T39 AVE DEF			71	40		0	3,8	3,1	14 130 200
BOS05,08,17_ki	MOTT05 AVE			71	56		0	2,1	2,4	13 316 386

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
BOS05,07,08,17_ki	MDG.T39 AVE DEF			69	61	*	0	3,9	4,3	25 296 364
BOS05,07,08,17_ki	MDG2-06 AVE			63	66	**	0	4,3	2,6	22 289 357
BOS05,07,08,17_ki	MDG2-08 AVE			49	66	*	0	4,1	1,7	17 203 271
BOS05,07,08,17_ki	MOTT04 AVE			22	85	***	0	3,0	2,1	16 155 223
BOS05,07,08,17_ki	MOTT02 AVE			51	72	***	0	2,1	2,5	15 227 295
BOS05,07,08,17_ki	MDG1-20 AVE			69	62	*	0	3,3	1,4	15 289 357
BOS05,07,08,17_ki	MOTT04 AVE			58	61		0	2,7	2,5	15 289 357
BOS05,07,08,17_ki	MDG.T39 AVE DEF			69	60	*	0	2,3	2,7	15 135 203

BOS05,07,08,17_ki MDG2-01 AVE	69	60 *	0	2,6	2,4	15	278	346
BOS05,07,08,17_ki MOTT05 AVE	69	55	0	3,5	1,8	15	132	200
BOS05,07,08,17_ki MDG.T37 AVE	64	50	0	3,1	3,1	15	298	366
BOS05,07,08,17_ki MDG.T39 AVE DEF	69	41	0	3,7	3,5	15	133	201
BOS05,07,08,17_ki MDG2-06 AVE	69	41	0	3,8	3,4	15	133	201
BOS05,07,08,17_ki MOTT02 AVE	26	75 **	0	3,7	1,4	14	252	320
BOS05,07,08,17_ki MDG1-20 AVE	45	71 **	0	2,3	2,1	14	226	294
BOS05,07,08,17_ki MOTT05 AVE	69	63 *	0	1,8	2,5	14	261	329
BOS05,07,08,17_ki MDG.T39 AVE DEF	69	60	0	2,0	2,7	14	261	329
BOS05,07,08,17_ki MDG.T39 AVE DEF	69	52	0	2,6	2,6	14	328	396
BOS05,07,08,17_ki MDG.T41 AVE	21	74 *	0	1,9	3,1	13	235	303
BOS05,07,08,17_ki MOTT02 AVE DEF	45	71 **	0	2,1	2,2	13	240	308

Sample	Ref.	OVL	Gik	GSL _SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR		
BOS05,08,17_ki	MontBl	400AD	c1	71	67 **	65	2,3	2,8	17	286	356
BOS05,08,17_ki	MontBl	400AD	c1	71	51	64	3,5	2,3	17	293	363
BOS05,08,17_ki	MontBl	400AD	c1	71	50	71	3,6	1,5	15	258	328
BOS05,08,17_ki	MontBl	400AD	c1	51	65 *	0	2,5	2,0	13	391	461
BOS05,08,17_ki	MontBl	400AD	c1	71	61 *	0	2,4	1,8	13	200	270
BOS05,08,17_ki	MontBl	400AD	c1	71	54	0	2,5	2,3	13	150	220
BOS05,08,17_ki	MontBl	400AD	c1	71	62 *	75	0,8	2,3	11	249	319
BOS05,08,17_ki	MontBl	400AD	c1	71	41	30	2,8	3,2	11	245	315
BOS05,08,17_ki	MontBl	400AD	c1	32	65 *	0	2,1	2,1	10	410	480
BOS05,08,17_ki	MontBl	400AD	c1	71	54	65	1,5	1,8	10	264	334
BOS05,08,17_ki	MontBl	400AD	c1	71	43	40	1,9	2,8	10	339	409
BOS05,08,17_ki	MontBl	400AD	c1	71	41	50	2,6	2,4	10	198	268

Sample	Ref.	OVL	Gik	GSL _SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR				
BOS05,07,08,17_ki	MontBl	400AD	c1	69	69	***	63	3,4	2,2	18	289	357	
BOS05,07,08,17_ki	MontBl	400AD	c1	69	54		66	2,4	3,3	17	296	364	
BOS05,07,08,17_ki	MontBl	400AD	c1	69	63	*	0	3,5	1,1	14	203	271	
BOS05,07,08,17_ki	MontBl	400AD	c1	69	50		0	2,9	2,8	14	133	201	
BOS05,07,08,17_ki	MontBl	400AD	c1	69	49		73	1,7	2,7	13	261	329	
BOS05,07,08,17_ki	MontBl	400AD	c1	69	37		50	4,4	2,8	13	201	269	
BOS05,07,08,17_ki	MontBl	400AD	c1	48	60		0	2,9	1,9	12	394	462	
BOS05,07,08,17_ki	MontBl	400AD	c1	69	62	*	0	1,5	2,0	11	146	214	
BOS05,07,08,17_ki	MontBl	400AD	c1	40	62		0	2,7	1,7	11	402	470	
BOS05,07,08,17_ki	MontBl	400AD	c1	69	55		71	2,1	1,5	11	232	300	
BOS05,07,08,17_ki	MontBl	400AD	c1	69	54		0	2,1	2,1	11	373	441	
BOS05,07,08,17_ki	MontBl	400AD	c1	69	66	**	0	1,5	1,5	10	179	247	
BOS05,07,08,17_ki	MontBl	400AD	c1	69	62	*	60	1,0	2,4	10	247	315	
BOS05,07,08,17_ki	MontBl	400AD	c1	69	60	*	0	2,1	1,3	10	132	200	

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
BOS05,08,17_ki syn_c7				71	64 *	77	4,4	3,6	28	258 328
BOS05,08,17_ki da_fi_1c				71	72 ***	81	3,0	3,2	24	517 587
BOS05,08,17_ki Zi_bc7_6				71	67 **	77	3,9	2,7	24	258 328
BOS05,08,17_ki bc7_ZLF_c6				71	64 **	76	3,9	2,6	23	258 328
BOS05,08,17_ki l_ta_cr7				71	68 **	64	3,0	3,1	20	267 337
BOS05,08,17_ki da_fi_1c				71	61 *	63	3,3	3,0	20	258 328

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
BOS05,07,08,17_ki da_fi_1c						69	72 ***	84	3,8	3,7 30 520 588
BOS05,07,08,17_ki bc7_ZLF_c6						69	66 **	88	3,8	2,1 23 524 592
BOS05,07,08,17_ki syn_c7						69	61 *	76	2,7	3,1 20 261 329
BOS05,07,08,17_ki syn_c7						69	72 ***	67	2,8	2,8 19 146 214
BOS05,07,08,17_ki mvv_bc200_ad1400_i1						69	61 *	0	2,8	3,5 19 387 455
BOS05,07,08,17_ki La_c1c2_6						69	61 *	69	3,2	2,3 18 488 556

C) Mer de Glace

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
BAY01 AVE	BAY04 AVE			293	64 ***	0	7,2	7,1	45	1559 1851
BAY01 AVE	MDG.T15 AVE			146	69 ***	0	6,1	5,4	40	1559 1851
BAY01 AVE	Zi_bc7_6			293	60 ***	64	5,3	4,3	30	1559 1851
BAY01 AVE	MDG.T02 AVE			147	66 ***	0	4,0	3,5	25	1559 1851

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
BAY04 AVE	MDG.T15 AVE			146	72 ***	0	11,1	10,0	76	1532 1887
BAY04 AVE	MDG.T02 AVE			147	71 ***	0	10,1	11,1	75	1532 1887
BAY04 AVE	Zi_bc7_6			356	67 ***	72	8,8	9,8	64	1532 1887
BAY04 AVE	BAY01 AVE			293	64 ***	0	7,2	7,1	45	1532 1887

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
BAY04 AVE	bc7_ZLF_c5			356	69 ***	73	9,9	11,2	75	1532 1887
BAY04 AVE	Zi_bc7_5			356	66 ***	72	8,6	9,5	63	1532 1887
BAY04 AVE	La_c1c2_5			356	66 ***	69	8,5	9,5	61	1532 1887

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
BAY07 AVE	Zi_bc7_5			160	60 **	63	4,3	4,6	27	1479 1638
BAY07 AVE	bc7_ZLF_c5			160	58 *	63	3,7	4,0	23	1479 1638

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
BAY07 AVE	MDG5-01 AVE			13	100 ***	0	4,2	8,0	39	-1970 -1811
BAY07 AVE	BAY04 AVE			107	63 **	0	5,9	6,2	32	1479 1638
BAY07 AVE	MDG.T43 AVE			160	62 **	0	4,7	5,3	31	-913 -754
BAY07 AVE	MDG1-12 AVE			57	81 ***	0	3,4	4,4	26	1283 1442
BAY07 AVE	MontBl 600BC c1			160	60 **	65	4,2	4,1	26	-1124 -965
BAY07 AVE	MDG.T02 AVE			80	69 ***	0	4,1	4,2	23	1479 1638
BAY07 AVE	MDG3-05 AVE			119	62 **	0	4,8	3,6	23	-895 -736
BAY07 AVE	MDG5-01 AVE			153	59 *	0	3,7	4,1	23	-1830 -1671
BAY07 AVE	MontBl 600BC c1			160	59 *	0	3,3	4,4	23	-913 -754
BAY07 AVE	Zi_bc7_6			160	59 *	63	4,5	4,7	28	1479 1638

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T01 AVE	Zi_bc7_6			208	61 ***	68	5,3	4,8	33	1088 1295
MDG.T01 AVE	TRI002MT			142	69 ***	0	5,2	5,5	32	1088 1295
MDG.T01 AVE	MDG1-13 AVE			143	62 **	0	5,3	5,0	28	1088 1295
MDG.T01 AVE	MDG1-14 AVE			182	57 *	0	5,2	4,0	26	1088 1295
MDG.T01 AVE	MDG.T20 AVE			132	63 ***	0	3,9	4,1	22	1088 1295
MDG.T01 AVE	MDG.T11 AVE			124	61 **	0	2,3	2,7	15	1088 1295

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T01 AVE	La_c1c2_5			208	65 ***	66	7,8	8,0	52	1088 1295
MDG.T01 AVE	bc7_ZLF_c5			208	63 ***	60	6,1	5,7	36	1088 1295

MDG.T01 AVE bc7_ZLF_c5	208	62	***	60	5,1	4,4	29	-4949	-4742
MDG.T01 AVE Zi_bc7_5	208	59	**	60	5,0	4,7	29	1088	1295
MDG.T01 AVE Zi_bc7_5	208	64	***	62	4,9	4,1	28	-4949	-4742

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T02 AVE BAY04 AVE		147	71	***	0	10,1	11,1	75	1559	1705
MDG.T02 AVE MDG.T15 AVE		133	64	***	0	5,9	5,7	36	1559	1705
MDG.T02 AVE Zi_bc7_6		147	60	**	68	4,4	4,8	30	1559	1705
MDG.T02 AVE BAY01 AVE		147	66	***	0	4,0	3,5	25	1559	1705

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T03 AVE MDG.T35 AVE		184	69	***	0	9,5	9,4	65	-1035	-655
MDG.T03 AVE Zi_bc7_6		381	62	***	74	7,1	7,7	50	-1035	-655
MDG.T03 AVE MDG.T52 AVE		181	63	***	0	7,5	7,2	46	-1035	-655
MDG.T03 AVE MDG3-05 AVE		232	62	***	0	5,6	6,4	37	-1035	-655
MDG.T03 AVE MDG.T43 AVE		225	60	**	0	5,3	6,4	35	-1035	-655
MDG.T03 AVE MDG.T05 AVE		226	65	***	0	4,8	5,3	32	-1035	-655
MDG.T03 AVE MDG5-03 AVE		306	57	**	0	2,7	2,9	16	-1035	-655
MDG.T03 AVE MDG.T04 DEF AVE		177	59	*	0	3,2	2,8	13	-1035	-655

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T04 DEF AVE MDG.T55 AVE		206	80	***	0	11,9	12,4	98	-1278	-859
MDG.T04 DEF AVE Zi_bc7_6		420	65	***	75	11,2	11,4	79	-1278	-859
MDG.T04 DEF AVE MDG3-02 AVE		205	65	***	0	7,3	7,7	49	-1278	-859
MDG.T04 DEF AVE MDG3-05 AVE		150	69	***	0	6,7	7,8	43	-1278	-859
MDG.T04 DEF AVE MDG.T05 AVE		188	60	**	0	4,6	5,8	28	-1278	-859

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T04 AVE DEF bc7_ZLF_c6		420	66	***	78	11,4	11,9	84	-1278	-859
MDG.T04 AVE DEF Zi_bc7_6		420	65	***	75	11,6	11,8	82	-1278	-859
MDG.T04 AVE DEF La_c1c2_6		420	62	***	71	7,2	8,0	51	-1278	-859

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T05 AVE MDG.T03 AVE		226	65	***	0	4,8	5,3	32	-1046	-810
MDG.T05 AVE MDG.T04 DEF AVE		188	60	**	0	4,6	5,8	28	-1046	-810
MDG.T05 AVE MDG.T52 AVE		119	69	***	0	3,7	4,5	24	-1046	-810
MDG.T05 AVE Zi_bc7_6		237	55		68	3,3	4,1	23	-1046	-810
MDG.T05 AVE MDG3-05 AVE		199	58	*	0	3,1	4,9	21	-1046	-810
MDG.T05 AVE MDG5-03 AVE		151	65	***	0	3,1	3,3	18	-1046	-810

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T06 AVE MDG.T53 AVE		259	75	***	0	14,7	15,6	111	-1968	-1687
MDG.T06 AVE ARG.T06 AVE		145	62	**	0	7,7	8,3	49	-1968	-1687
MDG.T06 AVE Zi_bc7_6		282	62	***	72	6,7	6,0	42	-1968	-1687
MDG.T06 AVE ARG10 AVE		220	61	***	0	6,3	6,6	40	-1968	-1687
MDG.T06 AVE MDG.T47 AVE		165	62	***	0	5,8	5,9	35	-1968	-1687

MDG.T06 AVE MDG.T48 AVE	109	65	***	0	4,2	5,1	26	-1968	-1687
MDG.T06 AVE MDG5-01 AVE	137	65	***	0	3,9	3,9	21	-1968	-1687

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR			
MDG.T07 AVE Zi_bc7_6						293	58 **	58	4,1	3,5	22	-1266	-974
MDG.T07 AVE MDG3-02 AVE						205	50	0	2,9	2,1	13	-1266	-974
MDG.T07 AVE MDG.T04 DEF AVE						293	50	0	3,2	2,1	13	-1266	-974
MDG.T07 AVE MDG.T55 AVE						206	52	0	2,0	1,5	9	-1266	-974

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR			
MDG.T09 AVE MDG.T11 AVE						123	65 ***	0	4,5	5,7	33	1025	1239
MDG.T09 AVE MDG1-14 AVE						160	61 **	0	5,5	5,8	32	1025	1239
MDG.T09 AVE MDG1-09 AVE						98	63 **	0	4,5	4,6	28	1025	1239
MDG.T09 AVE Zi_bc7_6						215	62 ***	68	4,0	4,4	27	1025	1239
MDG.T09 AVE MDG1-13 AVE						206	62 ***	0	3,5	3,0	20	1025	1239
MDG.T09 AVE TRI002MT						205	57 *	0	3,5	3,1	18	1025	1239
MDG.T09 AVE MDG.T20 AVE						194	56 *	0	2,7	2,8	15	1025	1239
MDG.T09 AVE TRI06 AVE						112	61 *	0	2,1	3,7	14	1025	1239
MDG.T09 AVE MDG1-18 AVE						152	55	0	2,8	3,3	14	1025	1239

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR			
MDG.T11 AVE Zi_bc7_5						124	72 ***	72	8,1	7,6	56	1117	1240
MDG.T11 AVE bc7_ZLF_c5						124	68 ***	71	7,4	7,2	51	1117	1240
MDG.T11 AVE Zi_bc7_5						124	65 ***	65	5,0	3,4	28	397	520
MDG.T11 AVE La_c1c2_5						124	59 *	60	4,8	4,3	27	-2746	-2623
MDG.T11 AVE bc7_ZLF_c5						124	66 ***	69	3,6	4,0	26	-5620	-5497

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR			
MDG.T11 AVE Zi_bc7_6						124	70 ***	88	8,0	7,5	61	1117	1240
MDG.T11 AVE TRI002MT						113	70 ***	0	5,5	5,1	36	1117	1240
MDG.T11 AVE MDG.T09 AVE						123	65 ***	0	4,5	5,7	33	1117	1240
MDG.T11 AVE MDG1-13 AVE						114	66 ***	0	5,0	4,5	30	1117	1240
MDG.T11 AVE MDG1-14 AVE						124	67 ***	0	3,8	4,7	28	1117	1240
MDG.T11 AVE MDG1-18 AVE						60	67 **	0	4,1	3,7	20	1117	1240
MDG.T11 AVE MDG.T20 AVE						103	59 *	0	3,5	3,8	20	1117	1240
MDG.T11 AVE MDG.T01 AVE						124	61 **	0	2,3	2,7	15	1117	1240

1213 AD: best fit with EACC – visual: ok

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR			
MDG.T14 AVE Zi_bc7_6						216	68 ***	86	6,2	5,9	47	998	1213
MDG.T14 AVE bc7_ZLF_c6						216	68 ***	79	6,3	5,9	45	998	1213
MDG.T14 AVE La_c1c2_6						216	64 ***	67	4,7	4,5	30	998	1213

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T15 AVE BAY04 AVE				146	72	***	0 11,1	10,0	76	1573 1718
MDG.T15 AVE Zi_bc7_6				146	65	***	76 6,2	6,3	44	1573 1718
MDG.T15 AVE BAY01 AVE				146	69	***	0 6,1	5,4	40	1573 1718
MDG.T15 AVE MDG.T02 AVE				133	64	***	0 5,9	5,7	36	1573 1718

1172 AD: best fit with EACC – visual: ok

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T16 AVE(2) Zi_bc7_6				104	65	***	69 4,9	5,2	34	1069 1172
MDG.T16 AVE(2) bc7_ZLF_c6				104	64	**	71 4,6	5,1	33	1069 1172

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T20 AVE MDG1-13 AVE				194	70	***	0 7,8	7,3	53	1026 1219
MDG.T20 AVE TRI002MT				194	69	***	0 5,8	6,8	44	1026 1219
MDG.T20 AVE Zi_bc7_6				194	61	***	71 6,5	5,6	40	1026 1219
MDG.T20 AVE MDG1-18 AVE				151	64	***	0 7,2	6,3	39	1026 1219
MDG.T20 AVE MDG1-09 AVE				98	72	***	0 4,8	5,2	36	1026 1219
MDG.T20 AVE MDG1-15 AVE				107	63	**	0 5,5	6,0	34	1026 1219
MDG.T20 AVE MDG.T01 AVE				132	63	***	0 3,9	4,1	22	1026 1219
MDG.T20 AVE MDG.T11 AVE				103	59	*	0 3,5	3,8	20	1026 1219
MDG.T20 AVE MDG1-14 AVE				140	65	***	0 3,5	3,0	19	1026 1219

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T20 AVE Zi_bc7_5				194	63	***	64 6,3	5,8	39	1026 1219
MDG.T20 AVE bc7_ZLF_c5				194	60	**	64 6,5	5,8	38	1026 1219
MDG.T20 AVE Zi_bc7_5				194	61	**	58 4,9	4,3	27	-2195 -2002
MDG.T20 AVE Zi_bc7_5				194	61	**	64 4,0	4,3	26	148 341
MDG.T20 AVE Zi_bc7_5				194	60	**	59 4,1	4,6	26	-665 -472

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T30 AVE MDG5-01 AVE				88	78	***	0 10,5	11,4	86	-1769 -1682
MDG.T30 AVE MDG.T34 AVE				81	72	***	0 8,2	8,6	59	-1769 -1682
MDG.T30 AVE MDG.T48 AVE				88	72	***	0 6,8	6,7	48	-1769 -1682
MDG.T30 AVE MDG.T36 AVE				57	73	***	0 7,2	6,8	44	-1769 -1682
MDG.T30 AVE MDG.T44 AVE				88	65	**	0 6,1	6,3	40	-1769 -1682
MDG.T30 AVE ARG.T01 AVE				67	71	***	0 5,1	4,4	31	-1769 -1682
MDG.T30 AVE MDG.T32 AVE				88	67	***	0 3,8	4,6	29	-1769 -1682
MDG.T30 AVE Zi_bc7_6				88	56		67 4,4	4,1	26	-1769 -1682
MDG.T30 AVE MDG.T47 AVE				88	66	**	0 3,9	3,4	24	-1769 -1682

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T32 AVE MDG.T45 AVE				180	68	***	0 8,8	8,2	55	-1829 -1627
MDG.T32 AVE MDG.T34 AVE				102	69	***	0 5,7	5,7	39	-1829 -1627
MDG.T32 AVE MDG5-01 AVE				197	66	***	0 4,9	6,5	37	-1829 -1627
MDG.T32 AVE MDG.T30 AVE				88	67	***	0 3,8	4,6	29	-1829 -1627

MDG.T32 AVE MDG.T44 AVE	144	64	***	0	3,7	4,4	25	-1829	-1627
MDG.T32 AVE MDG.T48 AVE	163	63	***	0	3,3	3,2	21	-1829	-1627
MDG.T32 AVE MDG.T53 AVE	159	67	***	0	2,8	2,9	17	-1829	-1627
MDG.T32 AVE Zi_bc7_6	203	53		59	2,4	2,2	13	-1829	-1627

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T33 AVE Zi_bc7_6		92	68	***	77	4,9	5,0	36	-1701	-1610
MDG.T33 AVE bc7_ZLF_c6		92	65	**	74	5,1	4,9	35	-1701	-1610
MDG.T33 AVE La_c1c2_6		92	57		52	3,1	2,4	15	-1701	-1610

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T34 AVE MDG.T30 AVE		81	72	***	0	8,2	8,6	59	-1762	-1661
MDG.T34 AVE MDG5-01 AVE		102	68	***	0	7,6	6,7	48	-1762	-1661
MDG.T34 AVE MDG.T48 AVE		102	72	***	0	7,0	5,3	44	-1762	-1661
MDG.T34 AVE MDG.T32 AVE		102	69	***	0	5,7	5,7	39	-1762	-1661
MDG.T34 AVE MDG.T44 AVE		102	62	*	0	5,9	5,5	35	-1762	-1661
MDG.T34 AVE MDG.T45 AVE		102	64	**	0	4,4	4,4	28	-1762	-1661
MDG.T34 AVE MDG.T36 AVE		50	61		0	4,8	4,3	21	-1762	-1661
MDG.T34 AVE MDG.T53 AVE		92	63	**	0	2,5	2,9	16	-1762	-1661
MDG.T34 AVE MDG.T47 AVE		96	62	*	0	2,4	2,9	16	-1762	-1661
MDG.T34 AVE Zi_bc7_6		102	52		50	2,6	2,1	12	-1762	-1661

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T35 AVE MDG.T03 AVE		184	69	***	0	9,5	9,4	65	-838	-654
MDG.T35 AVE Zi_bc7_6		185	67	***	79	6,9	7,3	52	-838	-654
MDG.T35 AVE MDG.T43 AVE		125	63	**	0	3,4	5,0	23	-838	-654
MDG.T35 AVE MDG.T52 AVE		91	60	*	0	2,8	2,6	12	-838	-654

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T36 AVE MDG.T30 AVE		57	73	***	0	7,2	6,8	44	-1828	-1713
MDG.T36 AVE MDG.T47 AVE		116	64	**	0	4,3	3,9	26	-1828	-1713
MDG.T36 AVE MDG.T48 AVE		83	66	**	0	4,0	4,3	24	-1828	-1713
MDG.T36 AVE MDG5-01 AVE		111	63	**	0	4,2	3,4	23	-1828	-1713
MDG.T36 AVE MDG.T45 AVE		94	64	**	0	3,5	3,7	21	-1828	-1713
MDG.T36 AVE MDG.T34 AVE		50	61		0	4,8	4,3	21	-1828	-1713
MDG.T36 AVE ARG.T01 AVE		116	56		0	3,9	3,5	21	-1828	-1713
MDG.T36 AVE MDG.T32 AVE		116	54		0	3,6	2,8	17	-1828	-1713
MDG.T36 AVE MDG.T44 AVE		58	63	*	0	2,6	3,6	15	-1828	-1713
MDG.T36 AVE Zi_bc7_6		116	52		71	2,1	2,8	15	-1828	-1713

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T37 AVE MDG.T39 AVE DEF		100	70	***	0	7,2	6,3	42	303	441
MDG.T37 AVE Zi_bc7_6		139	66	***	75	6,3	5,2	41	303	441
MDG.T37 AVE MDG2-01 AVE		72	69	***	0	5,0	4,6	28	303	441
MDG.T37 AVE MDG2-06 AVE		49	66	*	0	4,0	3,4	17	303	441
MDG.T37 AVE MOTT05 AVE		92	61	*	0	3,7	2,8	17	303	441

MDG.T37 AVE MOTT04 AVE	44	69	**	0	2,3	2,1	11	303	441
MDG.T37 AVE MDG1-20 AVE	56	62	*	0	2,3	2,1	10	303	441

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T38 AVE TRI06 AVE		145	65	***	0	4,4	4,0	27	905	1049
MDG.T38 AVE MDG1-15 AVE		37	76	***	0	5,0	3,9	24	905	1049
MDG.T38 AVE MDG1-06 AVE		145	57	*	0	3,3	3,0	18	905	1049
MDG.T38 AVE Zi_bc7_6		145	62	**	62	2,4	2,8	16	905	1049
MDG.T38 AVE TRI002MT		81	61	*	0	2,3	2,5	12	905	1049
MDG.T38 AVE MDG1-13 AVE		28	67	*	0	2,6	2,3	10	905	1049
MDG.T38 AVE MDG1-18 AVE		114	57		0	1,6	1,9	9	905	1049

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T39 AVE DEF Zi_bc7_6		279	70	***	85	8,8	8,7	68	124	402
MDG.T39 AVE DEF MDG2-06 AVE		228	68	***	0	10,3	9,8	66	124	402
MDG.T39 AVE DEF MDG2-01 AVE		113	65	***	0	6,6	7,4	46	124	402
MDG.T39 AVE DEF MOTT05 AVE		271	63	***	0	7,5	6,9	45	124	402
MDG.T39 AVE DEF MDG.T37 AVE		100	70	***	0	7,2	6,3	42	124	402
MDG.T39 AVE DEF MOTT04 AVE		145	65	***	0	5,6	6,4	39	124	402
MDG.T39 AVE DEF MDG1-20 AVE		109	60	*	0	5,1	5,5	32	124	402
MDG.T39 AVE DEF MDG2-08 AVE		128	63	**	0	5,7	5,0	29	124	402
MDG.T39 AVE DEF MDG.T41 AVE		132	63	**	0	3,7	4,2	20	124	402

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T39 AVE_i Zi_bc7_5		279	70	***	73	8,8	8,8	63	124	402
MDG.T39 AVE_i bc7_ZLF_c5		279	68	***	69	6,8	6,7	46	124	402
MDG.T39 AVE_i La_c1c2_5		279	58	**	59	1,8	2,1	12	124	402

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T39 AVE DEF Zi_bc7_6		279	70	***	85	8,7	8,6	67	124	402
MDG.T39 AVE DEF bc7_ZLF_c6		279	67	***	86	6,7	6,6	50	124	402
MDG.T39 AVE DEF La_c1c2_6		279	58	**	63	1,7	2,1	11	124	402

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T37_i Zi_bc7_5		139	67	***	69	6,4	5,3	40	303	441
MDG.T37_i bc7_ZLF_c5		139	63	***	64	5,4	4,7	32	303	441
MDG.T37_i La_c1c2_5		139	60	*	60	2,8	2,7	16	303	441

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T41 AVE Zi_bc7_6		224	68	***	75	7,1	7,9	54	32	255
MDG.T41 AVE MDG2-06 AVE		156	67	***	0	7,4	8,2	46	32	255
MDG.T41 AVE MDG2-08 AVE		200	60	**	0	4,3	4,9	28	32	255
MDG.T41 AVE MDG.T39 AVE DEF		132	63	**	0	3,7	4,2	20	32	255
MDG.T41 AVE MOTT05 AVE		135	56		0	2,8	3,1	13	32	255

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T43 AVE MDG.T52 AVE		181	82	***	0	14,6	17,6	133	-938	-714
MDG.T43 AVE MDG5-03 AVE		225	68	***	0	6,0	7,3	45	-938	-714
MDG.T43 AVE MDG.T03 AVE		225	60	**	0	5,3	6,4	35	-938	-714
MDG.T43 AVE MDG3-05 AVE		162	65	***	0	5,4	5,9	33	-938	-714
MDG.T43 AVE Zi_bc7_6		225	60	***	73	3,9	5,5	32	-938	-714
MDG.T43 AVE MDG.T35 AVE		125	63	**	0	3,4	5,0	23	-938	-714

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T43 AVE Zi_bc7_5		225	60	***	73	3,9	5,5	32	-938	-714
MDG.T43 AVE bc7_ZLF_c5		225	57	*	70	3,4	4,6	26	-938	-714
MDG.T43 AVE La_c1c2_5		225	55		50	2,5	3,1	14	-938	-714

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T43 AVE DEF Zi_bc7_6		225	58	**	73	4,2	5,7	33	-938	-714
MDG.T43 AVE DEF bc7_ZLF_c6		225	58	**	72	3,8	5,0	28	-938	-714
MDG.T43 AVE DEF La_c1c2_6		225	57	*	52	2,7	3,3	16	-938	-714

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T44 AVE MDG5-01 AVE		159	78	***	0	9,6	11,1	80	-1770	-1612
MDG.T44 AVE MDG.T48 AVE		138	79	***	0	10,0	10,4	77	-1770	-1612
MDG.T44 AVE Zi_bc7_6		159	65	***	71	6,7	6,7	45	-1770	-1612
MDG.T44 AVE MDG.T30 AVE		88	65	**	0	6,1	6,3	40	-1770	-1612
MDG.T44 AVE MDG.T34 AVE		102	62	*	0	5,9	5,5	35	-1770	-1612
MDG.T44 AVE MDG.T32 AVE		144	64	***	0	3,7	4,4	25	-1770	-1612
MDG.T44 AVE MDG.T53 AVE		100	74	***	0	3,4	4,1	24	-1770	-1612
MDG.T44 AVE MDG.T47 AVE		104	69	***	0	3,3	4,4	23	-1770	-1612
MDG.T44 AVE MDG.T45 AVE		159	65	***	0	2,7	3,7	21	-1770	-1612

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T44 AVE Zi_bc7_5		159	65	***	75	6,6	6,6	46	-1770	-1612
MDG.T44 AVE bc7_ZLF_c5		159	64	***	73	6,2	6,1	43	-1770	-1612
MDG.T44 AVE La_c1c2_5		159	55		56	2,9	3,1	16	-1770	-1612

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T45 AVE MDG.T32 AVE		180	68	***	0	8,8	8,2	55	-1806	-1581
MDG.T45 AVE MDG5-01 AVE		204	68	***	0	5,4	7,2	41	-1806	-1581
MDG.T45 AVE MDG.T34 AVE		102	64	**	0	4,4	4,4	28	-1806	-1581
MDG.T45 AVE MDG.T48 AVE		163	62	**	0	3,7	3,7	23	-1806	-1581
MDG.T45 AVE MDG.T44 AVE		159	65	***	0	2,7	3,7	21	-1806	-1581
MDG.T45 AVE MDG.T36 AVE		94	64	**	0	3,5	3,7	21	-1806	-1581
MDG.T45 AVE MDG.T30 AVE		88	64	**	0	2,8	3,5	20	-1806	-1581
MDG.T45 AVE MDG.T32 AVE		190	46		0	3,7	3,1	15	-1816	-1591
MDG.T45 AVE ARG10 AVE		100	57		0	3,3	3,2	13	-1806	-1581
MDG.T45 AVE Zi_bc7_6		226	55		53	1,5	2,5	11	-1806	-1581

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T45 AVE Zi_bc7_5				226	56 *	50	1,3 2,4	10	-1806	-1581
MDG.T45 AVE bc7_ZLF_c5				226	52	53	1,1 2,2	9	-1806	-1581
MDG.T45 AVE La_c1c2_5				226	52	52	1,6 1,8	9	-1816	-1591
MDG.T45 AVE Zi_bc7_5				226	49	38	2,1 2,2	9	-1807	-1582
MDG.T45 AVE bc7_ZLF_c5				226	47	37	2,2 2,2	9	-1807	-1582

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T47 AVE MDG5-01 AVE				157	75 ***	0	7,8 8,0	56	-1851	-1667
MDG.T47 AVE MDG.T48 AVE				129	69 ***	0	5,7 6,1	37	-1851	-1667
MDG.T47 AVE MDG.T53 AVE				181	66 ***	0	5,3 5,5	35	-1851	-1667
MDG.T47 AVE MDG.T06 AVE				165	62 ***	0	5,8 5,9	35	-1851	-1667
MDG.T47 AVE ARG.T06 AVE				148	58 *	0	4,3 5,2	27	-1851	-1667
MDG.T47 AVE MDG.T36 AVE				116	64 **	0	4,3 3,9	26	-1851	-1667
MDG.T47 AVE ARG10 AVE				145	60 **	0	4,8 4,8	26	-1851	-1667
MDG.T47 AVE ARG.T01 AVE				149	64 ***	0	4,1 4,3	25	-1851	-1667
MDG.T47 AVE MDG.T30 AVE				88	66 **	0	3,9 3,4	24	-1851	-1667
MDG.T47 AVE Zi_bc7_6				185	59 **	57	2,7 3,4	18	-1851	-1667

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T47 AVE bc7_ZLF_c5				185	57 *	61	3,1 3,6	20	-1851	-1667
MDG.T47 AVE Zi_bc7_5				185	59 **	59	2,8 3,5	19	-1851	-1667
MDG.T47 AVE La_c1c2_5				185	51	48	3,0 3,1	15	-1851	-1667
MDG.T47 AVE La_c1c2_5				185	48	49	3,1 2,6	14	-1841	-1657
MDG.T47 AVE bc7_ZLF_c5				185	50	45	1,7 1,0	6	-1841	-1657

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T47 AVE DEF bc7_ZLF_c6				185	57 *	63	3,0 3,6	20	-1851	-1667
MDG.T47 AVE DEF Zi_bc7_6				185	59 **	57	2,7 3,4	18	-1851	-1667
MDG.T47 AVE DEF La_c1c2_6				185	50	48	2,9 3,0	15	-1851	-1667

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T48 AVE MDG5-01 AVE				163	79 ***	0	14,5 12,4	106	-1795	-1633
MDG.T48 AVE MDG.T44 AVE				138	79 ***	0	10,0 10,4	77	-1795	-1633
MDG.T48 AVE Zi_bc7_6				163	66 ***	77	7,6 6,0	49	-1795	-1633
MDG.T48 AVE MDG.T30 AVE				88	72 ***	0	6,8 6,7	48	-1795	-1633
MDG.T48 AVE MDG.T34 AVE				102	72 ***	0	7,0 5,3	44	-1795	-1633
MDG.T48 AVE MDG.T47 AVE				129	69 ***	0	5,7 6,1	37	-1795	-1633
MDG.T48 AVE MDG.T53 AVE				125	72 ***	0	5,0 5,2	34	-1795	-1633
MDG.T48 AVE ARG10 AVE				89	65 **	0	6,1 4,7	28	-1795	-1633
MDG.T48 AVE MDG.T06 AVE				109	65 ***	0	4,2 5,1	26	-1795	-1633

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T48 AVE Zi_bc7_5				163	66 ***	78	7,4 5,8	48	-1795	-1633
MDG.T48 AVE bc7_ZLF_c5				163	67 ***	76	6,6 5,2	42	-1795	-1633
MDG.T48 AVE La_c1c2_5				163	57 *	58	2,4 2,1	13	-1795	-1633

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T51 AVE MontBl	1600BC	c1	178	65	***	72	6,2	6,6	44	-1822 -1645
MDG.T51 AVE MDG5-01 AVE			178	66	***	0	5,4	5,5	36	-1822 -1645
MDG.T51 AVE MDG.T48 AVE			151	61	**	0	5,0	4,6	28	-1822 -1645
MDG.T51 AVE MDG.T30 AVE			88	67	***	0	3,4	4,6	27	-1822 -1645
MDG.T51 AVE Zi_bc7_6			178	60	**	65	3,3	3,3	21	-1822 -1645

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T51 AVE Zi_bc7_5			178	61	**	63	3,3	3,3	21	-1822 -1645
MDG.T51 AVE bc7_ZLF_c5			178	58	*	64	3,2	3,0	19	-1822 -1645
MDG.T51 AVE La_c1c2_5			178	47		48	1,6	1,5	7	-1822 -1645

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T52 AVE MDG.T43 AVE			181	82	***	0	14,6	17,6	133	-928 -748
MDG.T52 AVE MDG.T03 AVE			181	63	***	0	7,5	7,2	46	-928 -748
MDG.T52 AVE MDG3-05 AVE			152	69	***	0	6,1	7,5	44	-928 -748
MDG.T52 AVE MDG5-03 AVE			181	61	**	0	4,1	5,2	29	-928 -748
MDG.T52 AVE Zi_bc7_6			181	58	*	73	3,6	4,2	26	-928 -748
MDG.T52 AVE MDG.T05 AVE			119	69	***	0	3,7	4,5	24	-928 -748
MDG.T52 AVE MDG.T04 DEF AVE			70	65	**	0	3,6	3,6	16	-928 -748
MDG.T52 AVE MDG.T35 AVE			91	60	*	0	2,8	2,6	12	-928 -748

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T52 AVE Zi_bc7_5			181	58	*	73	3,6	4,2	26	-928 -748
MDG.T52 AVE bc7_ZLF_c5			181	60	**	73	3,4	4,0	25	-928 -748
MDG.T52 AVE La_c1c2_5			181	58	*	56	2,5	2,7	15	-928 -748

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T53 AVE MDG.T06 AVE			259	75	***	0	14,7	15,6	111	-1945 -1671
MDG.T53 AVE ARG.T06 AVE			148	69	***	0	7,8	8,1	55	-1945 -1671
MDG.T53 AVE ARG10 AVE			220	64	***	0	7,8	8,0	51	-1945 -1671
MDG.T53 AVE Zi_bc7_6			275	61	***	73	7,5	6,5	47	-1945 -1671
MDG.T53 AVE MDG.T47 AVE			181	66	***	0	5,3	5,5	35	-1945 -1671
MDG.T53 AVE MDG.T48 AVE			125	72	***	0	5,0	5,2	34	-1945 -1671
MDG.T53 AVE MDG.T44 AVE			100	74	***	0	3,4	4,1	24	-1945 -1671
MDG.T53 AVE MDG5-01 AVE			153	68	***	0	3,6	4,1	23	-1945 -1671
MDG.T53 AVE MDG.T30 AVE			88	62	*	0	3,2	3,2	20	-1945 -1671

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T53 AVE bc7_ZLF_c5			275	62	***	76	7,9	6,8	50	-1945 -1671
MDG.T53 AVE Zi_bc7_5			275	62	***	74	7,5	6,5	47	-1945 -1671
MDG.T53 AVE La_c1c2_5			275	58	**	55	5,7	5,1	31	-1945 -1671

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T53 AVE DEF bc7_ZLF_c6			298	63	***	77	8,8	7,7	58	-1968 -1671
MDG.T53 AVE DEF Zi_bc7_6			298	62	***	73	8,2	7,1	51	-1968 -1671

MDG.T53 AVE DEF La_c1c2_6 298 59 *** 61 7,1 5,7 **38** -1968 -1671

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T55 AVE MDG.T04 DEF AVE		206	80	***	0	11,9	12,4	98	-1264	-1059
MDG.T55 AVE Zi_bc7_6		206	66	***	72	6,6	6,3	44	-1264	-1059
MDG.T55 AVE MDG3-02 AVE		149	60	**	0	3,1	3,6	18	-1264	-1059
MDG.T55 AVE MDG.T07 AVE		206	52		0	2,0	1,5	9	-1264	-1059

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T55 AVE bc7_ZLF_c5		206	66	***	76	7,0	7,0	50	-1264	-1059
MDG.T55 AVE Zi_bc7_5		206	66	***	72	6,6	6,3	44	-1264	-1059
MDG.T55 AVE La_c1c2_5		206	63	***	66	4,8	5,6	33	-1264	-1059

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T58 AVE zi_ti_c2		206	63	***	67	5,4	5,0	34	1751	1956

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T591 Zi_bc7_6		118	54		67	1,8	2,5	13	-916	-799
MDG.T591 bc7_ZLF_c6		118	51		57	1,9	2,4	12	-916	-799
MDG.T591 La_c1c2_6		118	46		41	1,7	1,8	8	-916	-799

no clear result: 14C is needed

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T61 AVE Zi_bc7_6		221	59	**	70	3,6	3,7	24	-4381	-4161
MDG.T61 AVE bc7_ZLF_c6		221	59	**	69	3,7	3,9	24	-4381	-4161
MDG.T61 AVE bc7_ZLF_c6		221	62	***	71	3,3	3,7	23	-622	-402
MDG.T61 AVE Zi_bc7_6		221	57	*	64	3,7	3,8	23	503	723
MDG.T61 AVE bc7_ZLF_c6		221	61	***	66	3,6	3,4	22	-3806	-3586
MDG.T61 AVE Zi_bc7_6		221	58	**	66	4,2	3,0	22	-4237	-4017
MDG.T61 AVE bc7_ZLF_c6		221	57	*	64	3,5	3,7	22	503	723
MDG.T61 AVE Zi_bc7_6		221	60	**	68	3,7	2,9	21	-6937	-6717
MDG.T61 AVE Zi_bc7_6		221	59	**	62	3,6	3,2	21	-4748	-4528
MDG.T61 AVE Zi_bc7_6		221	59	**	67	3,5	3,3	21	182	402
MDG.T61 AVE Zi_bc7_6		221	58	**	61	3,8	3,2	21	-2916	-2696
MDG.T61 AVE Zi_bc7_6		221	57	*	58	4,1	3,3	21	-7067	-6847
MDG.T61 AVE bc7_ZLF_c6		221	56	*	59	3,2	4,0	21	-509	-289
MDG.T61 AVE bc7_ZLF_c6		221	56	*	59	3,3	4,0	21	-6175	-5955
MDG.T61 AVE Zi_bc7_6		221	54		56	3,4	4,2	21	-6175	-5955
MDG.T61 AVE Zi_bc7_6		221	62	***	63	3,4	3,1	20	-622	-402
MDG.T61 AVE bc7_ZLF_c6		221	59	**	67	3,3	3,1	20	-4748	-4528
MDG.T61 AVE Zi_bc7_6		221	58	*	61	3,6	3,0	20	506	726
MDG.T61 AVE bc7_ZLF_c6		221	57	*	60	3,9	3,1	20	-7067	-6847
MDG.T61 AVE bc7_ZLF_c6		221	57	*	58	3,9	3,2	20	-2916	-2696

Sample Ref. OVL Glk GSL _SG TVBP TVH CDI DateL DateR

MDG.T61 AVE2 w-s Zi_bc7_6	202	58	*	63	3,9	4,0	24	522	723
MDG.T61 AVE2 w-s bc7_ZLF_c6	202	55		60	3,8	4,1	23	-6156	-5955
MDG.T61 AVE2 w-s Zi_bc7_6	202	60	**	66	4,1	3,0	22	-5355	-5154
MDG.T61 AVE2 w-s bc7_ZLF_c6	202	60	**	65	3,8	3,2	22	-3787	-3586
MDG.T61 AVE2 w-s bc7_ZLF_c6	202	58	**	64	3,4	3,9	22	522	723
MDG.T61 AVE2 w-s bc7_ZLF_c6	202	58	*	63	3,7	3,6	22	-2078	-1877
MDG.T61 AVE2 w-s bc7_ZLF_c6	202	57	*	69	3,5	3,6	22	-4362	-4161
MDG.T61 AVE2 w-s Zi_bc7_6	202	53		56	3,8	4,3	22	-6156	-5955
MDG.T61 AVE2 w-s Zi_bc7_6	202	63	***	72	2,8	3,4	21	-3316	-3115
MDG.T61 AVE2 w-s bc7_ZLF_c6	202	60	**	60	4,0	3,0	21	-5355	-5154
MDG.T61 AVE2 w-s Zi_bc7_6	202	59	**	64	3,4	3,4	21	-3386	-3185
MDG.T61 AVE2 w-s bc7_ZLF_c6	202	58	*	61	4,2	2,8	21	-997	-796
MDG.T61 AVE2 w-s bc7_ZLF_c6	202	58	*	53	3,7	3,7	21	-4330	-4129
MDG.T61 AVE2 w-s Zi_bc7_6	202	57	*	62	3,5	3,4	21	-2078	-1877
MDG.T61 AVE2 w-s Zi_bc7_6	202	57	*	69	3,3	3,4	21	-4362	-4161
MDG.T61 AVE2 w-s Zi_bc7_6	202	57	*	55	3,7	3,7	21	-4330	-4129
MDG.T61 AVE2 w-s bc7_ZLF_c6	202	54		59	4,0	3,5	21	-360	-159
MDG.T61 AVE2 w-s bc7_ZLF_c6	202	61	***	69	2,8	3,2	20	-603	-402
MDG.T61 AVE2 w-s bc7_ZLF_c6	202	61	***	63	3,5	3,1	20	620	821
MDG.T61 AVE2 w-s Zi_bc7_6	202	59	**	60	3,8	3,0	20	-910	-709

Sample Ref. OVL Glk GSL _SG TVBP TVH **CDI** DateL DateR

MDG.T631 bc7_ZLF_c6	111	62	**	79	5,4	6,0	40	-1122	-1012
MDG.T631 Zi_bc7_6	111	61	*	75	4,5	5,1	32	-1122	-1012
MDG.T631 La_c1c2_6	111	62	**	70	3,8	4,3	27	-1122	-1012

all together: the shortened series T64k gives the best fit over the last 7000 years (9th millennium BP results are statistically better, but not visually) – visual: also ok – more important: very good fit with your local series – DATED

MDG.T64 AVE Zi_bc7_6	91	61	*	75	3,4	3,3	23	-917	-827
MDG.T64 AVE bc7_ZLF_c6	91	62	**	67	2,6	2,2	15	-917	-827
MDG.T64 AVE La_c1c2_6	91	61	*	61	1,5	0,9	7	-917	-827

Sample Ref. OVL Glk GSL _SG TVBP TVH **CDI** DateL DateR

MDG.T64k Zi_bc7_6	78	62	*	78	4,6	3,9	30	-904	-827
MDG.T64k bc7_ZLF_c6	78	64	**	68	4,4	3,8	27	-904	-827
MDG.T64k La_c1c2_6	78	61	*	68	3,4	2,9	20	-904	-827

t65k – without first c. 10 rings

statistically no stable results – probably 1223 ok, but not sure

Sample Ref. OVL Glk GSL _SG TVBP TVH **CDI** DateL DateR

MDG.T65 AVE bc7_ZLF_c6	83	59		70	4,1	4,4	27	-720	-638
MDG.T65 AVE bc7_ZLF_c6	83	69	***	76	3,3	3,9	26	-4650	-4568

MDG.T65 AVE Zi_bc7_6	83	62 *	74	3,6	4,0	26	-3801	-3719
MDG.T65 AVE Zi_bc7_6	83	69 ***	77	3,2	3,8	25	-4650	-4568
MDG.T65 AVE bc7_ZLF_c6	83	60 *	72	3,1	4,4	25	145	227
MDG.T65 AVE bc7_ZLF_c6	83	66 **	79	3,1	3,6	24	-3801	-3719
MDG.T65 AVE bc7_ZLF_c6	83	65 **	79	3,3	3,2	24	-5049	-4967
MDG.T65 AVE Zi_bc7_6	83	62 *	64	3,2	4,4	24	-720	-638
MDG.T65 AVE zi_ti_c1	83	62 *	81	3,9	3,2	26	1141	1223
MDG.T65 AVE bc7_ZLF_c6	83	58	82	3,8	2,7	23	1141	1223
MDG.T65 AVE Zi_bc7_6	83	59 *	75	3,4	2,5	20	1141	1223

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T65k bc7_ZLF_c6	73	70	***	74	5,0	5,5	38	-4640	-4568
MDG.T65k Zi_bc7_6	73	69	***	75	4,7	5,4	37	-4640	-4568
MDG.T65k Zi_bc7_6	73	63	*	73	3,6	4,9	29	-3791	-3719
MDG.T65k zi_ti_c1	73	61	*	80	3,3	2,9	22	1151	1223
MDG.T65k bc7_ZLF_c6	73	56		83	3,2	2,0	18	1151	1223
MDG.T65k Zi_bc7_6	73	58		75	2,8	2,1	16	1151	1223

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T661 bc7_ZLF_c6	232	67	***	73	7,4	8,7	56	-1155	-924
MDG.T661 Zi_bc7_6	232	65	***	70	7,3	8,2	52	-1155	-924
MDG.T661 La_c1c2_6	232	58	**	60	4,5	5,9	31	-1155	-924

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T67 AVE bc7_ZLF_c6	179	72	***	81	6,4	6,7	50	-1271	-1093
MDG.T67 AVE Zi_bc7_6	179	69	***	76	6,0	6,2	44	-1271	-1093
MDG.T67 AVE La_c1c2_6	179	66	***	57	5,5	5,4	33	-1271	-1093

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T74 AVE Zi_bc7_6	142	63	**	100	6,3	6,1	51	-999	-858
MDG.T74 AVE bc7_ZLF_c6	142	59	*	71	6,7	5,8	41	-999	-858
MDG.T74 AVE La_c1c2_6	142	57	*	0	5,6	4,3	28	-999	-858

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T771 bc7_ZLF_c6	198	62	***	71	5,1	5,1	34	-1163	-966
MDG.T771 Zi_bc7_6	198	63	***	68	4,9	4,8	32	-1163	-966
MDG.T771 La_c1c2_6	198	56		62	3,4	3,6	21	-1163	-966

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T84 AVE Zi_bc7_6	193	58	*	63	5,6	5,8	34	-1250	-1058
MDG.T84 AVE bc7_ZLF_c6	193	60	**	63	4,6	5,3	30	-1250	-1058
MDG.T84 AVE La_c1c2_6	193	56	*	57	1,8	2,5	12	-1250	-1058

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T86 AVE bc7_ZLF_c6	309	63	***	69	5,0	4,2	30	-1985	-1677	
MDG.T86 AVE Zi_bc7_6	309	62	***	66	4,6	3,6	27	-1985	-1677	
MDG.T86 AVE La_c1c2_6	309	56	*	56	3,8	4,1	22	-1985	-1677	

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T90 AVE bc7_ZLF_c6	221	66	***	81	10,4	9,1	72	302	522	
MDG.T90 AVE Zi_bc7_6	221	68	***	78	9,9	9,1	69	302	522	
MDG.T90 AVE La_c1c2_6	221	65	***	0	7,4	6,4	45	302	522	

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T92 AVE bc7_ZLF_c6	231	64	***	81	8,1	9,0	62	169	399	
MDG.T92 AVE Zi_bc7_6	231	61	***	74	7,6	8,3	54	169	399	
MDG.T92 AVE La_c1c2_6	231	64	***	0	5,0	5,9	35	169	399	

1 ring added in A.D. 390:

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T92 AVE corr bc7_ZLF_c6	232	68	***	83	9,1	8,5	67	169	400	
MDG.T92 AVE corr Zi_bc7_6	232	65	***	75	8,6	7,9	58	169	400	
MDG.T92 AVE corr La_c1c2_6	232	66	***	0	5,5	5,6	37	169	400	

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T93 AVE bc7_ZLF_c6	334	65	***	80	9,8	10,0	72	-537	-204	
MDG.T93 AVE Zi_bc7_6	334	66	***	70	8,7	8,4	58	-537	-204	
MDG.T93 AVE La_c1c2_6	334	64	***	64	7,3	7,3	47	-537	-204	

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T94 AVE zi_hi_c3	169	61	**	71	3,9	4,6	28	1523	1691	
MDG.T94 AVE bc7_ZLF_c6	169	58	*	65	3,1	4,4	23	1523	1691	
MDG.T94 AVE Zi_bc7_6	169	57	*	62	3,0	4,7	23	1523	1691	

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T94k zi_hi_c3	144	63	***	79	6,6	6,7	47	1548	1691	
MDG.T94k Zi_bc7_6	144	60	**	64	5,0	6,8	36	1548	1691	
MDG.T94k bc7_ZLF_c6	144	60	**	67	5,0	6,2	36	1548	1691	
MDG.T94k La_c1c2_6	144	60	**	59	3,4	3,8	22	1548	1691	

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T95 AVE bc7_ZLF_c6	197	57	*	57	1,9	1,9	11	-1886	-1690	
MDG.T95 AVE Zi_bc7_6	197	55		52	1,9	1,8	10	-1886	-1690	
MDG.T95 AVE La_c1c2_6	197	58	*	0	1,0	1,4	7	-1886	-1690	

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T98 AVE bc7_ZLF_c6	199	54		56	2,5	2,3	13	-1857	-1659	
MDG.T98 AVE Zi_bc7_6	199	52		52	2,7	2,4	13	-1857	-1659	
MDG.T98 AVE La_c1c2_6	199	48		0	1,5	1,1	6	-1857	-1659	

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T101 AVE	bc7_ZLF_c6	130	68	***	75	6,4	6,5	46	-1788	-1659
MDG.T101 AVE	Zi_bc7_6	130	64	***	71	6,6	6,6	45	-1788	-1659
MDG.T101 AVE	La_c1c2_6	130	60	*	0	4,0	4,5	26	-1788	-1659

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG.T102 AVE	Zi_bc7_6	228	71	***	74	9,3	8,9	66	-1458	-1231
MDG.T102 AVE	bc7_ZLF_c6	228	69	***	77	8,7	8,3	62	-1458	-1231
MDG.T102 AVE	La_c1c2_6	228	59	**	33	4,4	4,1	20	-1458	-1231

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG1-06 AVE	TRI06 AVE	216	68	***	0	8,6	9,7	60	866	1117
MDG1-06 AVE	MDG1-15 AVE	105	68	***	0	6,6	7,3	45	866	1117
MDG1-06 AVE	Zi_bc7_6	252	65	***	69	5,8	6,8	42	866	1117
MDG1-06 AVE	MDG1-10 AVE	144	65	***	0	6,3	7,3	39	866	1117
MDG1-06 AVE	MDG1-18 AVE	182	58	*	0	4,2	5,8	26	866	1117
MDG1-06 AVE	MDG1-13 AVE	96	58		0	4,8	4,7	20	866	1117
MDG1-06 AVE	TRI002MT	149	64	***	0	3,4	3,9	19	866	1117
MDG1-06 AVE	MDG.T38 AVE	145	57	*	0	3,3	3,0	18	866	1117

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG1-06 AVE	Zi_bc7_5	252	64	***	64	5,7	6,6	39	866	1117
MDG1-06 AVE	bc7_ZLF_c5	252	62	***	63	5,4	6,0	36	866	1117
MDG1-06 AVE	Zi_bc7_5	252	58	**	57	4,1	4,6	25	-3724	-3473
MDG1-06 AVE	Zi_bc7_5	252	60	***	59	3,6	3,8	22	-3165	-2914
MDG1-06 AVE	La_c1c2_5	252	58	**	56	3,7	3,9	22	-3075	-2824

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG1-08 AVE	Zi_bc7_6	177	69	***	77	6,5	6,9	49	712	888
MDG1-08 AVE	MDG1-10 AVE	83	61	*	0	0,7	1,4	5	712	888

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG1-09 AVE	MDG.T20 AVE	98	72	***	0	4,8	5,2	36	1080	1177
MDG1-09 AVE	MDG.T09 AVE	98	63	**	0	4,5	4,6	28	1080	1177
MDG1-09 AVE	TRI002MT	98	62	**	0	4,1	4,8	28	1080	1177
MDG1-09 AVE	MDG1-13 AVE	98	68	***	0	3,5	4,0	25	1080	1177
MDG1-09 AVE	MDG1-18 AVE	97	62	**	0	3,3	4,5	24	1080	1177
MDG1-09 AVE	TRI06 AVE	57	61	*	0	3,4	5,4	21	1080	1177
MDG1-09 AVE	MDG1-15 AVE	53	63	*	0	3,0	5,0	20	1080	1177
MDG1-09 AVE	Zi_bc7_6	98	58	*	59	3,0	3,3	18	1080	1177
MDG1-09 AVE	MDG1-14 AVE	98	55		0	2,2	2,6	13	1080	1177

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG1-09 AVE	La_c1c2_5	98	61	*	65	4,2	4,9	29	835	932
MDG1-09 AVE	Zi_bc7_5	98	63	**	67	4,3	4,3	28	-4858	-4761
MDG1-09 AVE	bc7_ZLF_c5	98	61	*	61	3,9	3,8	24	-4858	-4761

MDG1-09 AVE La_c1c2_5	98	63	**	63	3,4	3,9	23	1065	1162
MDG1-09 AVE bc7_ZLF_c5	98	61	*	61	3,8	3,9	23	-1785	-1688

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG1-10 AVE MDG1-06 AVE		144	65	***	0	6,3	7,3	39	806	1009
MDG1-10 AVE Zi_bc7_6		204	57	*	66	3,5	4,1	23	806	1009
MDG1-10 AVE TRI06 AVE		108	58	*	0	3,2	4,1	16	806	1009
MDG1-10 AVE MDG1-18 AVE		74	64	**	0	1,8	2,6	10	806	1009
MDG1-10 AVE MDG.T38 AVE		105	48		0	2,4	1,8	9	806	1009

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG1-10 AVE bc7_ZLF_c5		204	61	***	59	4,3	4,3	26	-4103	-3900
MDG1-10 AVE Zi_bc7_5		204	60	**	57	4,6	3,6	24	-485	-282
MDG1-10 AVE La_c1c2_5		204	59	**	58	3,5	4,5	24	1764	1967
MDG1-10 AVE bc7_ZLF_c5		204	59	**	60	4,5	3,5	24	-485	-282
MDG1-10 AVE Zi_bc7_5		204	63	***	62	3,7	3,6	23	-3044	-2841

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG1-12 AVE Zi_bc7_6		106	67	***	77	6,9	6,8	49	1234	1339
MDG1-12 AVE MDG1-14 AVE		36	68	*	0	2,7	3,5	15	1234	1339
MDG1-12 AVE MDG.T09 AVE		6	100	**	0	0,9	3,3	13	1234	1339

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG1-13 AVE Zi_bc7_6		209	64	***	83	11,8	11,7	86	1022	1230
MDG1-13 AVE MDG1-15 AVE		111	72	***	0	8,7	9,4	63	1022	1230
MDG1-13 AVE MDG1-18 AVE		155	73	***	0	8,4	9,9	61	1022	1230
MDG1-13 AVE MDG.T20 AVE		194	70	***	0	7,8	7,3	53	1022	1230
MDG1-13 AVE TRI002MT		208	63	***	0	7,7	7,8	49	1022	1230
MDG1-13 AVE MDG1-14 AVE		151	64	***	0	6,1	5,8	35	1022	1230
MDG1-13 AVE TRI06 AVE		115	67	***	0	6,0	5,4	31	1022	1230
MDG1-13 AVE MDG.T11 AVE		114	66	***	0	5,0	4,5	30	1022	1230
MDG1-13 AVE MDG.T01 AVE		143	62	**	0	5,3	5,0	28	1022	1230

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG1-13 AVE Zi_bc7_5		209	65	***	66	11,7	11,6	76	1022	1230
MDG1-13 AVE bc7_ZLF_c5		209	65	***	66	11,6	11,2	75	1022	1230
MDG1-13 AVE bc7_ZLF_c5		209	62	***	60	5,9	6,1	37	-6662	-6454
MDG1-13 AVE Zi_bc7_5		209	59	**	60	6,3	6,2	37	-6662	-6454
MDG1-13 AVE La_c1c2_5		209	61	**	64	5,9	5,9	36	1022	1230

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG1-14 AVE Zi_bc7_6		190	68	***	81	6,7	7,1	52	1080	1269
MDG1-14 AVE MDG1-18 AVE		97	75	***	0	5,3	6,7	36	1080	1269
MDG1-14 AVE MDG1-13 AVE		151	64	***	0	6,1	5,8	35	1080	1269
MDG1-14 AVE MDG.T09 AVE		160	61	**	0	5,5	5,8	32	1080	1269
MDG1-14 AVE MDG.T11 AVE		124	67	***	0	3,8	4,7	28	1080	1269

MDG1-14 AVE MDG.T01 AVE	182	57 *	0	5,2	4,0	26	1080	1269
MDG1-14 AVE TRI002MT	150	62 **	0	4,0	3,5	21	1080	1269
MDG1-14 AVE MDG.T20 AVE	140	65 ***	0	3,5	3,0	19	1080	1269
MDG1-14 AVE MDG1-12 AVE	36	68 *	0	2,7	3,5	15	1080	1269

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG1-14 AVE Zi_bc7_5		190	67	***	71	6,5	6,9	46	1080	1269
MDG1-14 AVE bc7_ZLF_c5		190	67	***	71	6,6	6,7	46	1080	1269
MDG1-14 AVE Zi_bc7_5		190	59	**	62	4,9	4,8	29	-6932	-6743
MDG1-14 AVE La_c1c2_5		190	63	***	60	4,3	3,6	24	1080	1269
MDG1-14 AVE La_c1c2_5		190	63	***	61	3,2	4,4	23	-863	-674

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG1-15 AVE Zi_bc7_6		120	67	***	88	9,7	9,7	75	1013	1132
MDG1-15 AVE MDG1-13 AVE		111	72	***	0	8,7	9,4	63	1013	1132
MDG1-15 AVE MDG1-18 AVE		120	68	***	0	8,1	9,0	58	1013	1132
MDG1-15 AVE MDG1-06 AVE		105	68	***	0	6,6	7,3	45	1013	1132
MDG1-15 AVE TRI06 AVE		120	64	***	0	5,9	6,3	39	1013	1132
MDG1-15 AVE MDG.T20 AVE		107	63	**	0	5,5	6,0	34	1013	1132
MDG1-15 AVE TRI002MT		120	65	***	0	4,7	5,5	33	1013	1132
MDG1-15 AVE MDG.T38 AVE		37	76	***	0	5,0	3,9	24	1013	1132
MDG1-15 AVE MDG1-09 AVE		53	63	*	0	3,0	5,0	20	1013	1132

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG1-15 AVE Zi_bc7_5		120	68	***	66	9,4	9,2	62	1013	1132
MDG1-15 AVE bc7_ZLF_c5		120	66	***	67	9,1	8,9	60	1013	1132
MDG1-15 AVE bc7_ZLF_c5		120	69	***	66	4,5	3,9	29	142	261
MDG1-15 AVE La_c1c2_5		120	71	***	74	3,9	3,9	28	-1698	-1579
MDG1-15 AVE La_c1c2_5		120	62	**	61	4,4	4,8	28	-3021	-2902

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG1-18 AVE Zi_bc7_6		241	71	***	90	12,5	13,1	103	936	1176
MDG1-18 AVE MDG1-13 AVE		155	73	***	0	8,4	9,9	61	936	1176
MDG1-18 AVE MDG1-15 AVE		120	68	***	0	8,1	9,0	58	936	1176
MDG1-18 AVE MDG.T20 AVE		151	64	***	0	7,2	6,3	39	936	1176
MDG1-18 AVE MDG1-14 AVE		97	75	***	0	5,3	6,7	36	936	1176
MDG1-18 AVE TRI002MT		208	63	***	0	5,1	6,4	34	936	1176
MDG1-18 AVE MDG1-06 AVE		182	58	*	0	4,2	5,8	26	936	1176
MDG1-18 AVE MDG1-09 AVE		97	62	**	0	3,3	4,5	24	936	1176
MDG1-18 AVE TRI06 AVE		201	61	***	0	3,2	4,2	21	936	1176

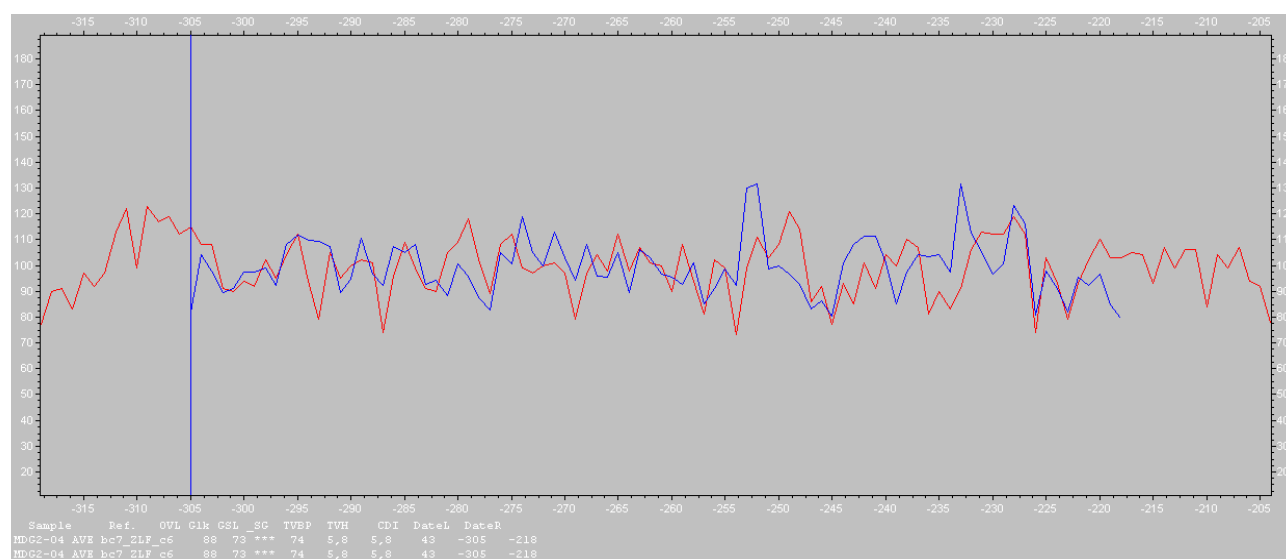
Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG1-18 AVE bc7_ZLF_c5		241	71	***	72	12,3	12,6	89	936	1176
MDG1-18 AVE Zi_bc7_5		241	71	***	71	12,4	12,6	88	936	1176
MDG1-18 AVE La_c1c2_5		241	64	***	64	6,9	7,8	47	936	1176
MDG1-18 AVE bc7_ZLF_c5		241	60	**	60	5,4	3,8	28	-6058	-5818

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG1-20 AVE MDG.T39 AVE DEF	109	60	*	0	5,1	5,5	32	250	358	
MDG1-20 AVE MDG2-08 AVE		3	100	*	0	5,4	4,4	29	249	357
MDG1-20 AVE MDG2-01 AVE		97	66	***	0	3,6	3,9	24	250	358
MDG1-20 AVE Zi_bc7_6		109	58	*	65	3,2	2,9	19	250	358
MDG1-20 AVE MDG2-06 AVE		102	62	*	0	2,7	3,0	17	250	358
MDG1-20 AVE MOTT05 AVE		109	55		0	2,4	2,1	12	250	358
MDG1-20 AVE MOTT04 AVE		97	52		0	2,5	1,9	11	250	358
MDG1-20 AVE MDG.T37 AVE		56	62	*	0	2,3	2,1	10	250	358

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG1-20_i bc7_ZLF_c5	109	58	*	59	3,4	3,3	20	250	358	
MDG1-20_i Zi_bc7_5	109	60	*	59	3,2	2,9	18	250	358	
MDG1-20_i La_c1c2_5	109	64	**	65	2,1	2,5	15	250	358	

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR			
MDG2-01 AVE MDG.T39 AVE DEF					113	65 ***	0	6,6	7,4	46	262	374
MDG2-01 AVE Zi_bc7_6					113	65 ***	78	6,5	6,0	45	262	374
MDG2-01 AVE MDG2-06 AVE					90	69 ***	0	5,6	4,9	33	262	374
MDG2-01 AVE MDG.T37 AVE					72	69 ***	0	5,0	4,6	28	262	374
MDG2-01 AVE MDG1-20 AVE					97	66 ***	0	3,6	3,9	24	262	374
MDG2-01 AVE MOTT05 AVE					113	55	0	3,8	3,0	19	262	374
MDG2-01 AVE MOTT04 AVE					85	48	0	3,8	2,7	13	262	374

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG2-01_i	bc7_ZLF_c5	113	67	***	64	6,5	6,2	42	262	374
MDG2-01_i	Zi_bc7_5	113	66	***	67	6,5	6,2	42	262	374
MDG2-01_i	La_c1c2_5	113	63	**	59	4,6	4,0	26	262	374



MDG2-04 : -218: the series is a little bit short (however, due to the short series a ^{14}C result is necessary)

Sample Ref. OVL Glk GSL _SG TVBP TVH **CDI** DateL DateR
 MDG2-04 AVE bc7_ZLF_c6 88 72 *** 74 5,8 5,7 **42** -305 -218
 MDG2-04 AVE Zi_bc7_6 88 65 ** 81 5,4 5,5 **40** -305 -218

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL _SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG2-06 AVE Zi_bc7_6				252	66	***	81	9,2 9,0	67 100 351
MDG2-06 AVE MDG.T39 AVE DEF				228	68	***	0	10,3 9,8	66 100 351
MDG2-06 AVE MDG.T41 AVE				156	67	***	0	7,4 8,2	46 100 351
MDG2-06 AVE MOTT05 AVE				231	61	***	0	7,0 7,5	42 100 351
MDG2-06 AVE MDG2-08 AVE				152	64	***	0	7,1 6,1	38 100 351
MDG2-06 AVE MDG2-01 AVE				90	69	***	0	5,6 4,9	33 100 351
MDG2-06 AVE MOTT04 AVE				145	58	*	0	5,2 5,6	31 100 351
MDG2-06 AVE MDG.T37 AVE				49	66	*	0	4,0 3,4	17 100 351
MDG2-06 AVE MDG1-20 AVE				102	62	*	0	2,7 3,0	17 100 351

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL _SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG2-08 AVE Zi_bc7_6				200	63	***	75	6,2 5,9	42 52 251
MDG2-08 AVE MDG2-06 AVE				152	64	***	0	7,1 6,1	38 52 251
MDG2-08 AVE MDG1-20 AVE				3	100	*	0	5,4 4,4	29 53 252
MDG2-08 AVE MDG.T39 AVE DEF				128	63	**	0	5,7 5,0	29 52 251
MDG2-08 AVE MDG.T41 AVE				200	60	**	0	4,3 4,9	28 52 251
MDG2-08 AVE MOTT05 AVE				131	68	***	0	5,0 4,2	27 52 251

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL _SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG3-01 AVE Zi_bc7_6				249	56	*	54	1,5 2,5	11 -1273 -1025
MDG3-01 AVE Zi_bc7_6				249	44		43	1,8 2,6	10 -1272 -1024
MDG3-01 AVE Zi_bc7_6				249	50		54	0,9 2,1	8 -1283 -1035

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL _SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG3-02 AVE Zi_bc7_6				205	54		60	3,3 4,2	22 -1207 -1003
MDG3-02 AVE Zi_bc7_6				205	40		36	2,4 3,0	10 -1206 -1002
MDG3-02 AVE Zi_bc7_6				205	49		47	0,4 1,7	5 -1208 -1004

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL _SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG3-02 AVE MDG.T04 DEF AVE				205	65	***	0	7,3 7,7	49 -1207 -1003
MDG3-02 AVE Zi_bc7_6				205	54		60	3,3 4,2	22 -1207 -1003
MDG3-02 AVE MDG.T55 AVE				149	60	**	0	3,1 3,6	18 -1207 -1003
MDG3-02 AVE MDG3-02 AVE				204	41		0	2,3 4,8	14 -1208 -1004
MDG3-02 AVE MDG3-02 AVE				204	41		0	2,3 4,8	14 -1206 -1002
MDG3-02 AVE MDG.T07 AVE				205	50		0	2,9 2,1	13 -1207 -1003
MDG3-02 AVE MDG.T04 DEF AVE				205	44		0	2,3 3,3	12 -1206 -1002
MDG3-02 AVE MDG3-02 AVE				195	50		0	2,2 2,1	11 -1217 -1013
MDG3-02 AVE MDG3-02 AVE				195	50		0	2,2 2,1	11 -1197 -993

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG3-03 AVE	Zi_bc7_6	180	55	57	2,2	3,1	15	-1269	-1090	
MDG3-03 AVE	Zi_bc7_6	180	47	44	1,5	1,8	8	-1270	-1091	
MDG3-03 AVE	Zi_bc7_6	180	46	45	0,6	1,6	5	-1268	-1089	

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG3-03k Zi_bc7_6	143	53	57	1,8	3,0	13	-1267	-1125		
MDG3-03k Zi_bc7_6	143	46	46	1,7	2,5	10	-1268	-1126		
MDG3-03k Zi_bc7_6	143	46	45	1,0	1,6	6	-1266	-1124		

Averaging MDG3.01/02/03 together gives much better statistics:

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG3-01/02/03 Zi_bc7_6	271	59 **	64	3,4	4,5	24	-1273	-1003		
MDG3-01/02/03 Zi_bc7_6	271	40	40	2,8	3,5	13	-1272	-1002		
MDG3-01/02/03 Zi_bc7_6	271	50	49	0,3	1,8	5	-1274	-1004		
MDG3-01/02/03 Zi_bc7_6	271	47	49	1,0	1,2	5	-1283	-1013		
MDG3-01/02/03 Zi_bc7_6	271	51	42	0,7	1,1	4	-1263	-993		

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG3-05 AVE MDG.T52 AVE		152	69 ***	0	6,1	7,5	44	-1008	-777	
MDG3-05 AVE MDG.T04 DEF AVE	150	69 ***	0	6,7	7,8	43	-1008	-777		
MDG3-05 AVE MDG.T03 AVE		232	62 ***	0	5,6	6,4	37	-1008	-777	
MDG3-05 AVE Zi_bc7_6		232	59 **	80	4,9	5,6	37	-1008	-777	
MDG3-05 AVE MDG.T43 AVE		162	65 ***	0	5,4	5,9	33	-1008	-777	
MDG3-05 AVE MDG.T05 AVE		199	58 *	0	3,1	4,9	21	-1008	-777	
MDG3-05 AVE MDG5-03 AVE		184	56	0	2,6	2,0	12	-1008	-777	

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG3-05 AVE Zi_bc7_5		232	59 **	80	4,9	5,6	37	-1008	-777	
MDG3-05 AVE bc7_ZLF_c5		232	57 *	71	4,3	4,9	29	-1008	-777	
MDG3-05 AVE La_c1c2_5		232	55	53	3,1	3,5	18	-1008	-777	

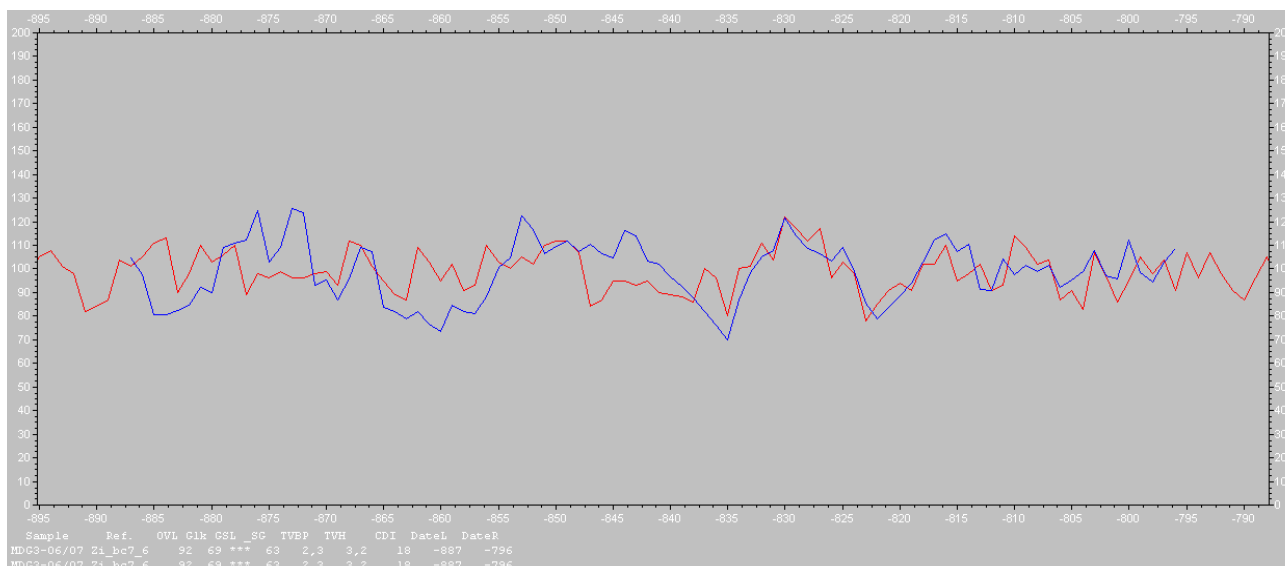
average of mdg3-06 and 07: due to wiggle matching results of the 14C dates the end should be expected between c. 890 and 790 BC: best fit with EACC-Pinus cembra at -796 BC (figure) – HOWEVER no good overlap with the local series – so, no sure date

-920 BC : good overlap with local series, but outside of the wiggle matching result and no statistical overlap with EACC

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG3-06 AVE Zi_bc7_6		92	66 **	58	2,2	2,9	16	-887	-796	
MDG3-06 AVE bc7_ZLF_c6		92	62 *	64	2,0	2,6	14	-887	-796	
MDG3-06 AVE La_c1c2_6		92	59 *	67	1,3	2,0	10	-887	-796	

Sample Ref. OVL Glk GSL _SG TVBP TVH CDI DateL DateR
 MDG3-07 AVE Zi_bc7_6 73 65 ** 67 2,3 2,7 16 -869 -797

Sample Ref. OVL Glk GSL _SG TVBP TVH CDI DateL DateR
 MDG3-06/07 Zi_bc7_6 92 69 *** 63 2,3 3,2 18 -887 -796
 MDG3-06/07 bc7_ZLF_c6 92 60 * 68 1,5 2,4 12 -887 -796



mdg3-06,07:

*¹⁴C-dates are more secure than dendro-dates : two independent dates, both with the same results, on the other hand the series are relatively short – maybe too short for a dendro-date at the moment.
 -920: the correlation with the local series is not stable.*

Sample	Ref.	PosL	PosR	OVL	Glk	GSL	_SG	S_G	SSG	SSi	RSi	%CC	TV	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG3-06 AVE MDG 3		268	359	92	58		65	0	0	34	52	49	5,3	3,4	3,8	22	-1011	-920
MDG3-06 AVE MDG 3		550	641	76	57		100	0	0	1	1	-22	1,9	4,1	2,7	18	-729	-638
MDG3-06 AVE MDG 3		510	601	92	60 *		100	0	0	1	1	-22	2,2	2,7	2,8	17	-769	-678
MDG3-06 AVE MDG 3		91	182	92	69 ***		67	0	0	12	18	35	3,5	2,5	1,9	15	-1188	-1097
MDG3-06 AVE MDG 3		207	298	92	67 ***		62	0	0	34	55	0	0,0	2,1	2,2	14	-1072	-981

Sample	Ref.	PosL	PosR	OVL	Glk	GSL	_SG	S_G	SSG	SSi	RSi	%CC	TV	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG3-06 AVE MDG 3		268	359	92	62 *		0	0	0	0	0	16	1,5	3,1	4,1	22	-1011	-920
MDG3-06 AVE MDG 3		311	402	92	63 **		0	0	0	0	0	-4	0,3	2,9	2,5	17	-968	-877
MDG3-06 AVE MDG 3		550	641	86	59 *		0	0	0	0	0	-36	3,6	3,0	2,8	17	-729	-638
MDG3-06 AVE MDG 3		91	182	92	69 ***		0	0	0	0	0	-12	1,2	2,5	2,2	16	-1188	-1097
MDG3-06 AVE MDG 3		461	552	92	61 *		0	0	0	0	0	-21	2,0	2,1	2,8	15	-818	-727

Sample	Ref.	PosL	PosR	OVL	Glk	GSL	_SG	S_G	SSG	SSi	RSi	%CC	TV	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG3-07 AVE MDG 3		479	551	73	64 **		0	0	0	0	0	-22	1,9	3,7	2,9	21	-800	-728
MDG3-07 AVE MDG 3		1	73	73	60 *		0	0	0	0	0	-79	10,9	3,0	3,6	20	-1278	-1206
MDG3-07 AVE MDG 3		405	477	73	68 **		0	0	0	0	0	-5	0,4	2,4	2,8	17	-874	-802
MDG3-07 AVE MDG 3		387	459	73	37		0	0	0	0	0	-56	5,7	4,5	4,6	17	-892	-820
MDG3-07 AVE MDG 3		158	230	73	57		56	0	0	28	50	11	0,9	2,9	2,7	16	-1121	-1049

Sample	Ref.	PosL	PosR	OVL	Glk	GSL	_SG	S_G	SSG	SSi	RSi	%CC	TV	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG3-07 AVE MDG 3		479	551	73	65	**	0	0	0	0	0	5	0,4	4,1	3,0	23	-800	-728
MDG3-07 AVE MDG 3		424	496	73	62	*	0	0	0	0	0	-10	0,9	4,2	2,7	22	-855	-783
MDG3-07 AVE MDG 3		1	73	73	58		0	0	0	0	0	-75	9,5	3,3	4,0	21	-1278	-1206
MDG3-07 AVE MDG 3		158	230	73	58		0	0	0	0	0	44	4,2	3,3	2,9	18	-1121	-1049
MDG3-07 AVE MDG 3		299	371	73	63	*	0	0	0	0	0	-55	5,6	3,2	2,1	17	-980	-908

Sample	Ref.	PosL	PosR	OVL	Glk	GSL	_SG	S_G	SSG	SSi	RSi	%CC	TV	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG3-07_3-08 MDG 3		268	359	92	59	*	73	0	0	38	52	17	1,7	3,7	4,6	28	-1011	-920
MDG3-07_3-08 MDG 3		37	128	92	64	**	0	0	0	0	0	62	7,6	3,0	2,8	19	-1242	-1151
MDG3-07_3-08 MDG 3		461	552	92	66	**	0	0	0	0	0	-29	2,8	2,2	3,3	18	-818	-727
MDG3-07_3-08 MDG 3		229	320	92	59	*	62	0	0	38	61	32	3,2	2,8	2,7	17	-1050	-959
MDG3-07_3-08 MDG 3		3	94	92	67	***	0	0	0	0	0	-5	0,5	2,0	2,5	15	-1276	-1185

Sample	Ref.	PosL	PosR	OVL	Glk	GSL	_SG	S_G	SSG	SSi	RSi	%CC	TV	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG3-07_3-08 MDG 3		268	359	92	69	***	0	0	0	0	0	-17	1,7	3,9	5,3	32	-1011	-920
MDG3-07_3-08 MDG 3		461	552	92	65	**	0	0	0	0	0	-21	2,1	3,2	3,1	20	-818	-727
MDG3-07_3-08 MDG 3		37	128	92	63	**	0	0	0	0	0	56	6,4	3,2	2,8	19	-1242	-1151
MDG3-07_3-08 MDG 3		277	368	92	61	*	0	0	0	0	0	-56	6,4	3,4	1,9	16	-1002	-911
MDG3-07_3-08 MDG 3		229	320	92	60	*	0	0	0	0	0	32	3,2	2,8	2,7	16	-1050	-959

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG5-01 AVE MDG.T48 AVE		163	79	***	0	14,5	12,4	106	-1823	-1603
MDG5-01 AVE MDG.T30 AVE		88	78	***	0	10,5	11,4	86	-1823	-1603
MDG5-01 AVE MDG.T44 AVE		159	78	***	0	9,6	11,1	80	-1823	-1603
MDG5-01 AVE MDG.T47 AVE		157	75	***	0	7,8	8,0	56	-1823	-1603
MDG5-01 AVE MDG.T34 AVE		102	68	***	0	7,6	6,7	48	-1823	-1603
MDG5-01 AVE MDG.T45 AVE		204	68	***	0	5,4	7,2	41	-1823	-1603
MDG5-01 AVE Zi_bc7_6		221	64	***	70	6,0	6,0	40	-1823	-1603
MDG5-01 AVE MDG.T32 AVE		197	66	***	0	4,9	6,5	37	-1823	-1603
MDG5-01 AVE ARG.T01 AVE		121	67	***	0	4,8	4,8	28	-1823	-1603

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG5-01 AVE DEF Zi_bc7_6		221	64	***	74	6,1	6,0	42	-1823	-1603
MDG5-01 AVE DEF bc7_ZLF_c6		221	63	***	72	5,6	5,4	37	-1823	-1603
MDG5-01 AVE DEF La_c1c2_6		221	55		57	2,6	3,0	16	-1823	-1603

MDG5-02:

there is a fine similar sequence in the mdg5-03 series - due to that it could be -769 BC (just inside of the 2 sigma ¹⁴C result) – but for this date there is no confirmation from EACC

No significant result for this series

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG5-03 AVE MDG.T43 AVE		225	68	***	0	6,0	7,3	45	-960	-644
MDG5-03 AVE MDG.T52 AVE		181	61	**	0	4,1	5,2	29	-960	-644

MDG5-03 AVE Zi_bc7_6	317	60	***	68	3,2	3,7	22	-960	-644
MDG5-03 AVE MDG.T05 AVE	151	65	***	0	3,1	3,3	18	-960	-644
MDG5-03 AVE MDG.T03 AVE	306	57	**	0	2,7	2,9	16	-960	-644

mdg5-04: within the given time window (-1150 to -950 BC) there is no real satisfying crossdating result, best results are for a endyear -1069 (both EACC larch and stone pine chronologies) – however, with the local series there is no confirmation for that date – no sure dating

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MDG5-04H AVE-0 Zi_bc7_6		74	66	**		78	2,9	2,7	20	-1096 -1023
MDG5-04H AVE-0 La_c1c2_6		74	65	**		64	3,5	2,6	20	-1142 -1069
MDG5-04H AVE-0 bc7_ZLF_c6		74	64	**		65	3,7	2,6	20	-1142 -1069
MDG5-04H AVE-0 bc7_ZLF_c6		74	72	***		74	2,7	2,5	19	-1096 -1023
MDG5-04H AVE-0 bc7_ZLF_c6		74	60	*		72	2,7	3,2	19	-1204 -1131
MDG5-04H AVE-0 Zi_bc7_6		74	61	*		64	3,3	2,5	18	-1142 -1069
MDG5-04H AVE-0 bc7_ZLF_c6		74	60	*		69	3,3	1,9	17	-1158 -1085
MDG5-04H AVE-0 bc7_ZLF_c6		74	57			61	2,9	2,9	17	-1059 -986

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MOTT01 AVE2 Zi_bc7_6		178	67	***		80	5,2	5,2	38	-2055 -1878
MOTT01 AVE2 Zi_bc7_6		178	47			35	2,8	3,4	13	-2056 -1879
MOTT01 AVE2 MOTT01 AVE2		177	41			0	1,1	3,9	10	-2056 -1879
MOTT01 AVE2 MOTT01 AVE2		177	41			0	1,1	3,9	10	-2054 -1877
MOTT01 AVE2 MDG.T06 AVE		101	62	**		0	1,2	1,9	8	-2045 -1868
MOTT01 AVE2 MDG.T53 AVE		67	49			0	2,3	2,2	7	-2056 -1879
MOTT01 AVE2 ARG10 AVE		59	55			0	1,6	1,0	4	-2045 -1868
MOTT01 AVE2 MDG.T53 AVE		58	54			0	1,3	1,0	4	-2065 -1888
MOTT01 AVE2 Zi_bc7_6		178	51			51	1,1	0,6	4	-2065 -1888

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MOTT02 AVE DEF MontBl 400AD c1		127	65	***		67	3,6	4,6	27	158 284
MOTT02 AVE DEF MOTT05 AVE		127	61	**		0	4,3	4,5	27	158 284
MOTT02 AVE DEF MDG.T07 AVE		127	58	*		0	4,2	4,3	25	-1195 -1069
MOTT02 AVE DEF MDG2-06 AVE		127	65	***		0	3,1	4,2	24	158 284
MOTT02 AVE DEF MOTT02 AVE DEF		114	65	***		0	4,4	3,3	24	145 271
MOTT02 AVE DEF MOTT02 AVE DEF		114	65	***		0	4,4	3,3	24	171 297
MOTT02 AVE DEF MDG.T39 AVE DEF		127	58	*		0	3,8	4,1	23	158 284
MOTT02 AVE DEF MDG.T38 AVE		111	65	***		0	3,3	3,6	21	939 1065
MOTT02 AVE DEF MontBl 1300AD c1		127	60	**		67	3,6	3,0	21	1175 1301
MOTT02 AVE DEF Zi_bc7_6		127	63	**		63	3,2	3,3	20	158 284

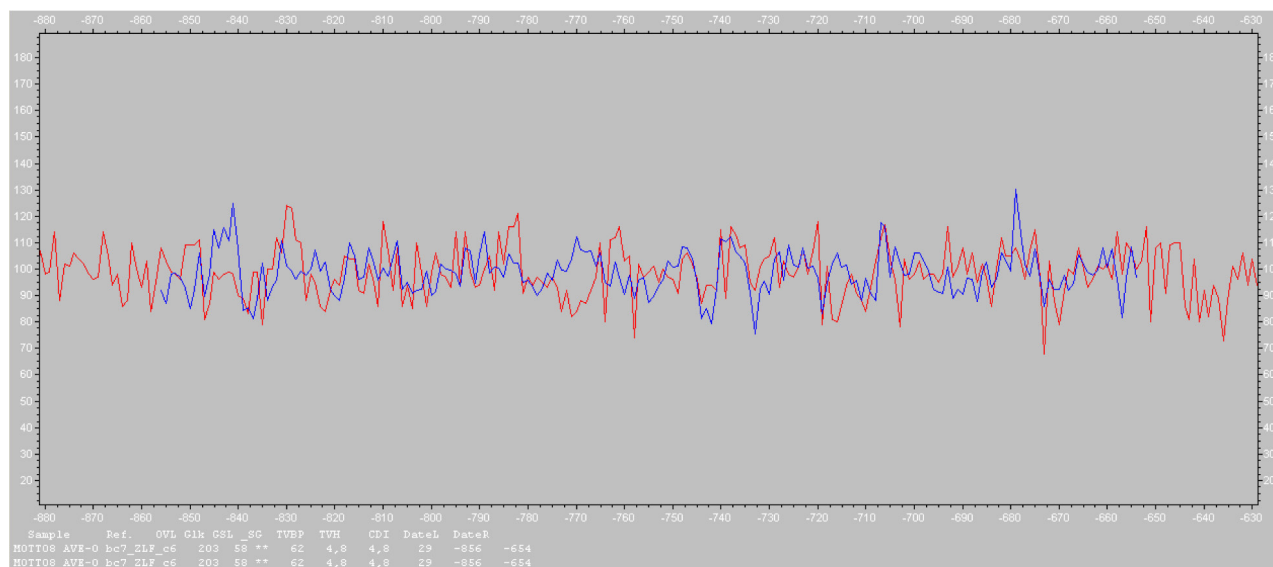
Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MOTT04 AVE MOTT05 AVE		145	69	***		0	8,6	10,2	64	202 346
MOTT04 AVE MDG.T39 AVE DEF		145	65	***		0	5,6	6,4	39	202 346
MOTT04 AVE Zi_bc7_6		145	61	**		62	5,9	5,7	36	202 346
MOTT04 AVE MDG2-06 AVE		145	58	*		0	5,2	5,6	31	202 346

MOTT04 AVE MDG2-01 AVE	85	48	0	3,8	2,7	13	202	346	
MOTT04 AVE MDG.T37 AVE	44	69	**	0	2,3	2,1	11	202	346
MOTT04 AVE MDG1-20 AVE	97	52	0	2,5	1,9	11	202	346	

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MOTT04 AVE	bc7_ZLF_c5	145	62	**	76	6,2	5,6	41	202	346
MOTT04 AVE	Zi_bc7_5	145	60	**	65	6,0	5,8	37	202	346
MOTT04 AVE	La_c1c2_5	145	58	*	66	4,0	3,2	23	202	346

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR			
MOTT05 AVE Zi_bc7_6					274	64	***	79	10,2	8,7	68	121	394
MOTT05 AVE MOTT04 AVE					145	69	***	0	8,6	10,2	64	121	394
MOTT05 AVE MDG.T39 AVE DEF					271	63	***	0	7,5	6,9	45	121	394
MOTT05 AVE MDG2-06 AVE					231	61	***	0	7,0	7,5	42	121	394
MOTT05 AVE MDG2-08 AVE					131	68	***	0	5,0	4,2	27	121	394
MOTT05 AVE MDG2-01 AVE					113	55		0	3,8	3,0	19	121	394
MOTT05 AVE MDG.T37 AVE					92	61	*	0	3,7	2,8	17	121	394

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR	
MOTT05 AVE	Zi_bc7_5		274	64	***	79	10,2	8,8	68	121	394
MOTT05 AVE	bc7_ZLF_c5		274	63	***	77	8,2	7,1	54	121	394
MOTT05 AVE	La_c1c2_5		274	53		58	3,2	3,5	19	121	394



comparison average mot08/09(=mot08 ave-0) – EACC 2010

-654 (including a year 0) is the best match result with the EACC for the whole first millennium BC:

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MOTT08/09	bc7_ZLF_c6	203	58	**	62	4,8	4,8	29	-856	-654
MOTT08/09	La_c1c2_6	203	58	**	57	4,6	4,2	25	-856	-654
MOTT08/09	Zi bc7_6	203	55		61	3,1	3,6	19	-856	-654

The mot0809 does not include the beginning of mot09. Here results with a chronology averaged from several spruce (and a little bit silver fir) chronologies :

Sample	Ref.	OV	L	G	l	G	S	L	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MOTT08/09	Bronze/Iron age spruce/fir	203	68	***					4,9	5,2	34	-856	-654

Sample	Ref.	OV	L	G	l	G	S	L	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MOTT09 AVE sans début Zi_bc7_6		203	59	**					71	6,5	5,6	40	1440 1642
MOTT09 AVE sans début BAY04 AVE		112	61	**					0	3,9	2,5	16	1441 1643
MOTT09 AVE sans début Zi_bc7_6		203	43						31	3,2	3,4	12	1439 1641

Sample	Ref.	OV	L	G	l	G	S	L	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MOTT09 AVE MOTT08 AVE		171	65	***	0	5,0	5,7	35	1391	1642			
MOTT09 AVE MDG.T30 AVE		25	80	**	0	6,3	4,6	31	-1706	-1455			
MOTT09 AVE MDG.T55 AVE		206	62	***	0	4,6	4,4	28	-1283	-1032			
MOTT09 AVE MDG.T55 AVE		176	66	***	0	4,5	4,3	27	-1340	-1089			
MOTT09 AVE MontBl 1600BC c1		252	58	**	58	4,4	4,8	27	-2013	-1762			
MOTT09 AVE MDG.T35 AVE		185	60	**	0	4,7	3,8	26	-905	-654			
MOTT09 AVE MOTT09 AVE		250	41		0	8,1	4,4	25	1393	1644			
MOTT09 AVE Zi_bc7_6		252	57	*	65	4,1	3,9	24	1391	1642			

Sample	Ref.	OV	L	G	l	G	S	L	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
MOTT08 AVE MOTT09 AVE		171	65	***	0	5,0	5,7	35	1466	1636			
MOTT08 AVE MOTT09 AVE s déb		171	65	***	0	5,0	5,7	35	1466	1636			
MOTT08 AVE MontBl 1800AD c1		171	67	***	0	4,8	5,2	33	1466	1636			
MOTT08 AVE MDG.T11 AVE		10	100	***	0	3,2	5,0	26	956	1126			
MOTT08 AVE MontBl 1300AD c1		171	60	**	65	4,2	3,9	25	929	1099			
MOTT08 AVE MDG.T11 AVE		124	60	*	0	4,0	3,8	24	1096	1266			
MOTT08 AVE MDG1-15 AVE		38	83	***	0	3,6	4,0	23	880	1050			
MOTT08 AVE MontBl 1600BC c1		171	64	***	62	3,6	3,7	23	-1966	-1796			
MOTT08 AVE Zi_bc7_6		171	55		63	1,7	2,7	13	1466	1636			

D) TRIENT

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
TRI002MT	bc7_ZLF_c5	261	66	***	66	9,0	8,9	59	969 1229
TRI002MT	Zi_bc7_5	261	66	***	66	8,8	8,7	58	969 1229
TRI002MT	La_c1c2_5	261	60	***	61	5,3	6,0	34	969 1229

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
TRI002MT	Zi_bc7_6	261	66	***	81	9,1	8,8	66	969 1229
TRI002MT	MDG1-13 AVE	208	63	***	0	7,7	7,8	49	969 1229
TRI002MT	MDG.T20 AVE	194	69	***	0	5,8	6,8	44	969 1229
TRI002MT	TRI06 AVE	168	69	***	0	6,5	6,9	41	969 1229
TRI002MT	MDG.T11 AVE	113	70	***	0	5,5	5,1	36	969 1229
TRI002MT	MDG1-18 AVE	208	63	***	0	5,1	6,4	34	969 1229
TRI002MT	MDG1-15 AVE	120	65	***	0	4,7	5,5	33	969 1229
TRI002MT	MDG.T01 AVE	142	69	***	0	5,2	5,5	32	969 1229
TRI002MT	MDG1-09 AVE	98	62	**	0	4,1	4,8	28	969 1229

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
TRI01b AVE	TRI002MT	77	60	*	0	4,3	4,2	26	1055 1131
TRI01b AVE	MDG.T20 AVE	77	67	**	0	2,0	2,3	14	1055 1131
TRI01b AVE	Zi_bc7_6	77	56		50	2,9	2,2	13	1055 1131
TRI01b AVE	MDG1-13 AVE	77	56		0	2,2	2,1	12	1055 1131

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
TRI05 AVE	MontBl 1300AD c1	300	63	***	68	4,0	5,8	32	759 1058
TRI05 AVE	MDG1-10 AVE	204	61	***	0	3,7	5,0	27	759 1058
TRI05 AVE	MDG1-06 AVE	193	65	***	0	3,8	4,4	24	759 1058
TRI05 AVE	MDG.T38 AVE	145	60	**	0	4,0	3,9	24	770 1069
TRI05 AVE	ARG.T01 AVE	174	59	**	0	4,5	3,6	24	-1934 -1635
TRI05 AVE	MDG.T05 AVE	11	100	***	0	4,0	3,2	22	-820 -521
TRI05 AVE	ARG10 AVE	205	63	***	0	4,1	3,1	22	-2021 -1722
TRI05 AVE	TRI06 AVE	157	61	**	0	3,9	4,5	22	759 1058
TRI05 AVE	MDG.T35 AVE	128	59	*	0	4,8	3,8	22	-781 -482

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
TRI06 AVE	MDG1-06 AVE	216	68	***	0	8,6	9,7	60	902 1136
TRI06 AVE	TRI002MT	168	69	***	0	6,5	6,9	41	902 1136
TRI06 AVE	MDG1-15 AVE	120	64	***	0	5,9	6,3	39	902 1136
TRI06 AVE	Zi_bc7_6	235	61	***	73	5,2	5,7	36	902 1136
TRI06 AVE	MDG1-13 AVE	115	67	***	0	6,0	5,4	31	902 1136
TRI06 AVE	MDG.T38 AVE	145	65	***	0	4,4	4,0	27	902 1136
TRI06 AVE	MDG1-18 AVE	201	61	***	0	3,2	4,2	21	902 1136
TRI06 AVE	MDG1-09 AVE	57	61	*	0	3,4	5,4	21	902 1136

Sample	Ref.	OVL	Glk	GSL	_SG	TVBP	TVH	CDI	DateL	DateR
TRI06 AVE Zi_bc7_5				235	62 ***	74	5,0 5,6	36	902	1136
TRI06 AVE bc7_ZLF_c5				235	61 ***	73	4,8 5,2	33	902	1136
TRI06 AVE La_c1c2_5				235	52	57	1,6 2,0	10	902	1136

E) ETAGES

ETA01 AVE - Zi_bc7_5, overlap:351, Gleichl.:60%, pointerintervals: 61%, t-values: 5,1 and 6,0,
CDI: 34, date: 654-1004

ANNEXE B : DATATIONS RADIOCARBONE

N° cible	référence échantillon	nature	mg C	$\delta^{13}\text{C}$	pMC corrigé du fractionnement	âge radiocarbone BP
SacA 16240	AM 09 02 B CC BOT	mat,végétale	0.28	-28.20	87.50±0.34	1070 ± 30
SacA 16241	AM 09 01 A1a 08	mat,végétale	1.00	-26.80	110.25±0.55	
SacA 16242	AM 09 02 B1a 91(1/2)	bois	1.60	-30.10	91.09±0.36	750 ± 30
SacA 16243	BOS 05	bois	1.03	-25.30	82.31±0.33	1565 ± 35
SacA 16244	BOS08	bois	1.20	-29.10	80.95±0.38	1700 ± 35
SacA 16245	BOS 12	bois	1.10	-25.10	80.22±0.32	1770 ± 30
SacA 16246	BOS 13	bois	1.13	-23.50	73.61±0.29	2460 ± 30
SacA 18333	MDG S1a	bois	0.79	-26.30	89.64±0.34	880 ± 30
SacA 18334	MDG S2a	bois	1.19	-29.80	89.19±0.40	920 ± 35
SacA 18335	MDG S3	bois	0.84	-25.30	89.20±0.32	920 ± 30
SacA 18336	MDG S4	bois	0.74	-27.40	89.77±0.32	865 ± 30
SacA 18337	MDG S5	bois	0.53	-22.60	88.47±0.33	985 ± 30
SacA 18338	MDG 1-02	bois	0.25	-24.10	129.92±0.41	
SacA 18341	MDG 1-11	bois	0.83	-18.30	89.08±0.32	930 ± 30
SacA 18343	MDG 1-16	bois	1.47	-21.10	81.33±0.31	1660 ± 30
SacA 18346	MDG T 25	bois	0.76	-25.10	138.15±0.45	
SacA 18347	CHAP 01	bois	1.00	-24.80	96.21±0.35	310 ± 30
SacA 18576	MDG 1- 01	bois	1.54	-21.00	138.13±0.33	
SacA 18577	MDG 1- 08	bois	0.74	-19.50	85.46±0.25	1260 ± 30
SacA 18581	MDG 3- 01	bois	0.99	-20.70	68.51±0.22	3040 ± 30
SacA 18583	MOTT. 01	bois	1.20	-19.00	78.58±0.24	1935 ± 30
SacA 18584	MOTT. 02	bois	1.06	-19.70	79.20±0.25	1875 ± 30
SacA 18585	BOS 17	bois	0.90	-27.20	81.67±0.24	1625 ± 30
SacA 22820	MDG 1-06	bois	0.37	-23.30	88.74±0.26	960 ± 30
SacA 22821	MDG 1-10	bois	0.69	-22.20	86.86±0.24	1130 ± 30
SacA 22822	MDG 1-14	bois	1.00	-22.30	90.51±0.27	800 ± 30
SacA 22823	MDG 1-18	bois	0.50	-17.90	89.11±0.33	925 ± 30
SacA 22824	MDG 3-02	bois	0.41	-21.60	69.50±0.25	2925 ± 30
SacA 22825	MDG 1- 08	bois	0.94	-21.80	85.83±0.24	1225 ± 30
SacA 22826	MDG 1- 09	bois	0.84	-24.10	89.26±0.26	915 ± 30
SacA 22827	MDG 1- 20	bois	0.86	-22.30	80.05±0.23	1790 ± 30
SacA 22828	MDG 2- 01	bois	0.19	-25.20	81.03±0.26	1690 ± 30
SacA 22829	MDG 5- 01	bois	0.57	-22.20	65.56±0.21	3390 ± 30

N° cible	référence échantillon	nature	mg C	$\delta^{13}\text{C}$	pMC corrigé du fractionnement	âge radiocarbone BP
Beta -295439	ARG01	bois		-20.4		1230 ± 30
Beta -295440	ARG04	bois		-23.0		2100 ± 30
Beta -295441	BOS08	bois		-24.6		1680 ± 30
Beta -295442	MDG3-06	bois		-22.3		2690 ± 30
Beta -295443	MDG3-07	bois		-22.9		2660 ± 30
Beta -295444	MDG5-02	bois		-23.1		2580 ± 30
Beta -295445	MDG5-04/A	bois		-22.4		2870 ± 30
Beta -295446	MDG5-04/B	bois		-21.0		2910 ± 30
Beta -295447	MOTT06	bois		-20.2		1540 ± 30
Beta -295448	MOTT08	bois		-25.8		2440 ± 30

